த. பா. நி. (க.வெ.) வரிசை எண்—433

வானிலை அறிவியல்

ஆசிரியர்

டாக்டர் அ. நடராசன், எம்.ஏ., எம்.எஸ்ஸி., பிஎச்.டி.,
பேராசிரியர், இயற்பியல் துறை,
ஏ. வி. வி. எம். திரு. புட்பம் கல்லூரி,
பூண்டி—தஞ்சை.

தமிழ்நாட்டுப் பாடநூல் நிறுவனம்

First Edition—April, 1973

T.N.T.B.S. (C.P.) No. 433

© Tamil Nadu Text Book Society

METEOROLOGY

Dr. A. NATARAJAN

Price Rs. 8-50

'Published by the Tamil Nadu Text Book Society under the Centrally Sponsored Scheme of Production of books and literature in regional languages at the University level, of the Government of India in the Ministry of Education and Social Welfare (Department of Culture), New Delhi.'

Printed by
MEKALA ACHAGAM,
85, Strahans Road,
Madras-600012.

அணிந்துரை

திரு. இரா. நெடுஞ்செழியன்

(தமிழகக் கல்வி — உள்ளாட்சித்துறை அமைச்சர்)

தமிழைக் கல்லூரிக் கல்விமொழியாக ஆக்கிப் பன்னிரண்டாண்டுகள் ஆகிவிட்டன. குறிப்பிட்ட சில கல்லூரிகளில் பி.ஏ. வகுப்பு மாணவர்கள் தங்கள் பாடங்கள் அனைத்தையும் தமிழிலேயே கற்றுவந்தனர். 1968ஆம் ஆண்டின் தொடக்கத்தில் புகுமுக வகுப்பிலும் (P.U.C), 1969ஆம் ஆண்டிலிருந்து பட்டப்படிப்பு வகுப்புகளிலும் அறிவியல் பாடங்களையும் தமிழிலேயே கற்பிக்க ஏற்பாடு செய்துள்ளோம். தமிழிலேயே கற்பிப்போம் என முன் வந்துள்ள கல்லூரி ஆசிரியர்களின் ஊக்கம், பிற பல துறைகளிலும் தொண்டு செய்வோர் இதற்கெனத் தந்த உழைப்பு, தங்கள் சிறப்புத் துறைகளில் நூல்கள் எழுதித் தர முன்வந்த நூலாசிரியர்கள் தொண்டுணர்ச்சி இவற்றின் காரணமாக இத் திட்டம் நம்மிடையே மகிழ்ச்சியும் மன நிறைவும் தரத்தக்க வகையில் நடைபெற்று வருகிறது. இவ்வகையில், கல்லூரிப் பேராசிரியர்கள் கலை, அறிவியல் பாடங்களை மாணவர்க்குத் தமிழிலேயே பயிற்றுவிப்பதற்குத் தேவையான பயிற்சியைப் பெறுவதற்கு மதுரைப் பல்கலைக்கழகம் ஆண்டுதோறும் எடுத்துவரும் பெருமுயற்சியைக் குறிப்பிட்டுச் சொல்லவேண்டும்.

பல துறைகளில் பணிபுரியும் பேராசிரியர்கள் எத்தனையோ நெருக்கடிகளுக்கிடையே குறுகிய காலத்தில் அரிய முறையில் நூல்கள் எழுதித் தந்துள்ளனர்.

வரலாறு, அரசியல், உளவியல், பொருளாதாரம், தத்துவம், புவியியல், புவியமைப்பியல், மனையியல், கணிதம், இயற்பியல், வேதியியல், உயிரியல், வானியல், புள்ளியியல், விலங்கியல், தாவரவியல், பொறியியல் ஆகிய எல்லாத் துறைகளிலும் தனி நூல்கள், மொழிபெயர்ப்பு நூல்கள் என்ற இரு வகையிலும் தமிழ் நாட்டுப் பாடநூல் நிறுவனம் வெளியிட்டு வருகிறது.

இவற்றுள் ஒன்றான **'வானிலை அறிவியல்'** என்ற இந்நூல் தமிழ் நாட்டுப் பாடநூல் நிறுவனத்தின் **433** ஆவது வெளியீடாகும். கல்லூரித் தமிழ்க் குழுவின் சார்பில் வெளியான **35** நூல்களையும் சேர்த்து இதுவரை **468** நூல்கள் வெளிவந்துள்ளன. இந் நூல் மைய அரசு கல்வி, சமூக நல அமைச்சகத்தின் மாநில மொழியில் பல்கலைக்கழக நூல்கள் வெளியிடும் திட்டத்தின்கீழ் வெளியிடப் படுகிறது.

உழைப்பின் வாரா உறுதிகள் இல்லை; ஆதலின், உழைத்து வெற்றி காண்போம். தமிழைப் பயிலும் மாணவர்கள் உலக மாணவர்களிடையே சிறந்த இடம் பெறவேண்டும். அதுவே தமிழன்னையின் குறிக்கோளுமாகும். தமிழ்நாட்டுப் பல்கலைக் கழகங்களின் பல்வகை உதவிகளுக்கும் ஒத்துழைப்புக்கும் நம் மனம் கலந்த நன்றி உரியதாகுக.

இரா. நெடுஞ்செழியன்

பொருளடக்கம்

பாகம் 1

வானிலை இயலின் வரலாறும் உட்கூறுகளும்

			பக்கம்
1.	வானிலை இயலின் வரலாறு	...	3
2.	காற்று மண்டலத்தின் அமைப்பு	...	15
3.	காற்றின் வெப்பமும் வெப்பநிலையும்	...	25
4.	காற்றின் அழுத்தம்	...	63
5.	காற்றோட்டம்	...	82
6.	காற்றின் ஈரம், ஆவிசுருக்கம், வீழ்படிவாதல்	...	122
7.	மூடுபனியும் மேகமும்	...	149
8.	காற்றுக் குவியலும், காற்று முகப்பும்	...	160
9.	புயலும், இடிமின் புயலும்	...	187

பாகம் 2

வானிலைக் கருவிகளும் முன்னறிவிப்புகளும்

10.	வானிலைக் கருவிகள்	...	211
11.	வானிலை விளக்கப்படங்கள்	...	240
12.	வானிலை முன்னறிவிப்பு	...	253

பாகம் 3

வெப்பதட்பவியல்

13.	வெப்பதட்பவியலின் பிரிவுகளும் அவற்றின் தன்மைகளும்	...	273

பாகம் 4

செயற்கைக் கோள்களும் வானிலையும்

14.	வானிலைச் செயற்கைக் கோள்கள்	...	331
15.	செயற்கை வானிலை	...	355
16.	பருவகாலமும் காற்றின் தூய்மைக் கேடும்	...	361
	மேற்கோள் நூற்பட்டியல்	...	373
	கலைச்சொற்கள்	...	377

பாகம் 1

வாணிஜ இயலின் வரலாறும் உட்கூறுகளும்

1. வானிலை இயலின் வரலாறு

1-1. மாய மந்திரம்

பூமியில் மனிதன் தோன்றிய காலம்முதல் இன்றுவரை அவனது வாழ்வில் வானிலை (weather) பெரும் பங்குகொண்டுள்ளது. திடீரென்று பேய்மழைபெய்தல், தொடர்ந்து வறட்சிநிலை நீடித்தல், முதலியனவற்றின் காரணம் மனிதனின் அறிவுக்கு அப்பாற்பட்டதாக இருந்தது. புயல், இடி, மின்னல் முதலியவைகளைக் கண்டு மனிதன் அஞ்சினான். ஏனெனில் அவை பேராபத்தை விளைவித்தன. ஆகையால் மக்கள் வானிலையைப்பற்றி கவலைப்படலாயினர். இந்த ஆபத்துக்கள் ஏற்படக்காரணம் தெரிந்தால்தானே கவலையைப் போக்கமுடியும்! ஆனால் ஆதிமனிதனால் காரணத்தைக் கண்டுபிடிக்க முடியவில்லை.

மாய மந்திரங்களால் இவைகளைக் கட்டுப்படுத்த முடியும் என்று நம்பினான். அவர்களுக்கு ஏற்ப சாலவித்தை செய்பவர்களும், மழையை மந்திரத்தால் வரவழைக்கும் மந்திரவாதிகளும் இருந்தனர்! மழையில்லாத வறட்சிக்காலங்களில், மந்திரவாதிகள் செல்லமாக வளர்த்த குழந்தைகளையோ, பிராணிகளையோ கழுத்து வரையில் மண்ணில் புதைப்பார்களாம். அவர்கள் அச்சத்தால் அலறும்பொழுது வானம் மனம் இரங்கி மழையைப்பெய்யும் என்ற நம்பிக்கை மக்களுக்கு.

1-2. கடவுள் செயல்

ஆனால் இந்த நடிப்புகளுக்கெல்லாம் இயற்கை மயங்கவில்லை! பணியவில்லை! மந்திரத்தால் பயனில்லை என்ற உண்மையை மனிதர்கள் உணர்ந்தார்கள். ஆனால் அவர்களைப்பிடித்த பயம் நீங்கியபாடில்லை. ஆகவே அவர்கள் அடிமைகளாக இருக்கத் தீர்மானித்தார்கள். அதாவது காற்று, மழை, புயல், சூரியஒளி முதலியவைகளைக் கொடுக்கும் ஆற்றல் தனிப்பட்ட கடவுளர்களுக்குத்தான் உண்டு என்று நம்பி அவைகளை வணங்கத்தொடங்

கினர். நார்ஸ் (Norse) என்னும் பழங்குடி மக்கள் அவர்களுடைய மின்னல்கடவுளை (Thor) என்று அழைத்தனர். இப்பெயர் இன்றும் தர்ஸ்டே (Thursday) என்றும் வியாழக்கிழமையாக நினைவில் இருந்து வருகிறது. கிரேக்கநாட்டினர் இக்கடவுளை ஸ்யூஸ் (Zeus) என்று அழைத்தனர். யாரேனும் ஏதேனும் தவறுசெய்தால் இக் கடவுள் கோபமடைந்து அவனைத்தண்டிக்கும் என்பது அவர்கள் நம்பிக்கை. ரோம் நாட்டுமக்கள் இக்கடவுளை ஜுபிட்டர் (Jupiter) என்று வழங்கினர். இன்று இது ஒரு கோளின் பெயராக வழங்கி வருகிறது.

பழஞ்சீனாவின் மக்கள் மழை, காற்று முதலியவற்றின் கடவுளை லுங் வாங் (Lung Wong) என்று அழைத்தனர். இது மரத்தாலும் காகிதத்தாலும் ஆன மிகப்பெரிய பாம்பின் உருவில் இருந்ததாம். நல்ல வானிலைவேண்டும் என்று மக்கள் இக்கடவுளை வணங்குவார்களாம். அவர்கள் விரும்பியவண்ணம் கடவுள் கொடுக்கவில்லையென்றால், அதனைத் துண்டு துண்டாக வெட்டி எறிந்து விடுவார்களாம்! அல்லது அதனைச் சிறையில் அடைத்து விடுவார்களாம்! ஆதிகாலத்தில் மனிதஅறிவுக்கு அப்பாற்பட்ட மிகப்பெரிய சக்தியைப் பற்றி ஏற்பட்ட பயத்தினால், மக்கள் இவ்வாறான மூடநம்பிக்கைகள் கொண்டிருந்தனர்.

1-3. அனுபவ அறிவு

காலம் செல்லச் செல்ல மனிதனின் அறிவும் வளரத்தொடங்கியது. வானிலை அன்றாடவாழ்க்கைக்கு அவசியமான ஒன்றாக அமைந்துவிட்டது. தனது சொந்த அனுபவ அறிவினால் மனிதன் வானிலையை அறியத்தொடங்கினான். உதாரணமாகக் கிரேக்கர்கள் காற்றைப்பற்றி ஆராயத்தொடங்கினார்கள். காரணம் அது அவர்களின் கப்பல் போக்குவரத்திற்கு (navigation) பெரிதும் பயன்பட்டது. செம்படவர்கள், குடியானவர்கள் முதலியவர்கள் தங்கள் அன்றைய வேலையைத் தொடங்குமுன்பு விண்ணின் (sky) அமைப்பைப் பார்த்து வானிலையை முன்கூட்டியே தெரிந்து கொள்கின்ற ஆற்றலைப் பெற முயன்றார்கள். ஆனால் இது பல சமயங்களில் தோல்வியைத்தான் தந்திருக்கிறது என்றாலும் இதை விஞ்ஞான அறிவின் தொடக்கம் என்றே கொள்ளலாம்.

சிலவகைப் பறவைகள், மீன்கள், பூச்சிப்புழுவினங்கள், கால் நடைகள் ஆகியவற்றின் சில செய்கைகளில் இருந்து வானிலை மாறுதல்களை முன்கூட்டியே அறியமுடியும் என்ற நம்பிக்கையில் மனிதர்கள் அவைகளைக் கூர்ந்து கவனித்தனர். சூரியன், சந்திரன், நட்சத்திரங்கள் முதலியவற்றையும் நோக்கிச் சில குறிப்புக்களையும்

சேகரித்தனர். இவ்வாறாக வானிலையை அறியும் அறிவு தொடங்கிற்று. ஏராளமான பழமொழிகளும், பேச்சு வழக்குகளும் எழுந்தன. பெரும்பான்மையான பழமொழிகள் பயனற்றவை ஆகிவிட்டன. ஆனால் சில பழமொழிகள் பொருள் நிறைந்தவை. உதாரணமாக வானின் தோற்றம், காற்று வீசும் திசை, கடலின் எழுச்சி ஆகியவற்றின் அடிப்படையில் எழுந்தவை, அறிந்து கொள்ளவும், ஆராய்ச்சி செய்யவும் ஏற்றவை.

1-4. பஞ்சாங்கம்

கி.மு. 3,000-ல், பாபிலோனியாவில் ஒரு சிலர் சிறப்பாக வானநூல் ஆராய்ச்சியில் ஆர்வம்கொண்டிருந்தனர். அவர்கள் சூரியன், சந்திரன் ஆகியவை சீராகச்செல்வதைக் கவனித்தால், மனிதனுக்கு வாழ்க்கையில் ஏற்படும் பலன்களையும், வானிலை மாற்றங்களையும் முன்கூட்டியே அறியமுடியும் என்று நம்பினர். இதுதான் சோதிடக்கலையின் தொடக்கமாகும். அச்சுக்கலை வளர்ந்தபொழுது சோதிடர்கள் கூறும் பலாபலன்கள் எல்லாம் பஞ்சாங்கங்களில் (almanac) குறிக்கப்பட்டன. இச்சொல்லுக்கு அரேபிய மொழியில் வானிலை என்பது பொருள்.

1-5. அரிஸ்டாட்டலின் ஆர்வம்

கிரேக்க நாட்டில் கி.மு. ஐந்தாம் நூற்றாண்டில் அனக்ஸகோரஸ் என்ற ஒரு சிந்தனையாளர் இருந்தார். அவர் நினைத்ததைத் துணிவுடன் எடுத்துக்கூறும் ஆற்றல் படைத்தவர். சூரியன் கடவுளன்று, அது பெரிய தீப்பிழம்பு என்று அவர் கூறியதைக் கேட்டு ஆத்திரம் அடைந்த ஆயிரக்கணக்கான மக்கள் அப்பொழுது இருந்தனர். இயற்கை முறையில் விளக்கம் தந்த அந்த மேதை ஆதென்ஸ் நகரிலிருந்து வெளியேற்றப்பட்டார். அக்காலத்தில் வாழ்ந்த ஹிப்பாகரட்டீஸ் என்பவர் உடல்நலத்திற்கும், இன்பமான வாழ்க்கைக்கும் சூரிய ஒளியும், தூய காற்றும் முக்கியமானவை என்பதை எடுத்துக்காட்டினார்.

கி.மு. 384-ல் கிரேக்க நாட்டில் பிறந்த விஞ்ஞான மேதை அரிஸ்ட்டாட்டில் ஆவார். மனிதன் வாழும் இந்த தாழ்ந்த உலகம் முதல், மிக உயரத்தில் காணப்படும் நட்சத்திரங்கள் வரை எல்லாப் பொருள்களின் மீதும் அவர் தம் சிந்தனையை செலுத்தினார். அதன் பயனாக மிட்டியரலாஜிக்கா (meteorologica) என்று கூறப்படும் நான்கு புத்தகங்களை எழுதினார். இந்த வானிலை ஆய்வு இயல் (meteorology) என்ற சொல் இந்த நூலிலிருந்துதான் பிறந்தது. இதை வானிலையைப்பற்றிய முதல் நூல் எனக் கூறலாம். இந்நூல் ஐரோப்பாவில் சுமார் இரண்டாயிரம் ஆண்டு

காலம் பாடப்புத்தகமாகப் பயன்பட்டு வந்தது. ஆயினும் அதில் தவறுகள் மலிந்திருந்தன.

1-6. அறிகுறி ஏடு

அரிஸ்டாட்டலின் அன்பிற்குரிய மாணவர் தியோப்ராஸ்டஸ் என்பவர். அவர் வானிலையை முன்கூட்டியே அறிவிக்கும் வழிகள் அடங்கிய 'அறிகுறி ஏடு' ஒன்றைத் தயாரித்தார். அந்த ஏட்டில் காணப்படும் சில அறிகுறிகள் வருமாறு:

'மூடுபனி இருந்தால் மழை இல்லை'

'மேகங்கள் கம்பளி மயிர்போன்று இருந்தால் மழை பெய்யும்'

'ஈக்கள் மொய்ப்பது மழைக்கான அறிகுறி?' ஆனால் இவை களில் பெரும்பாலானவை பயனற்றவைகளே!

1-7. காற்றின் வெப்பநிலை

வானிலை ஆய்வின் தொடக்கக் காலமாகிய இச்சமயத்தில்தான் கருவிகளின் உதவியால் முதன் முதலில் அளவுகள் எடுக்கப்பட்டன. 'காற்றின் திசைகாட்டிகள்' வாயிலாகக் காற்று வீசுகின்ற திசையை அறிந்தனர். வாளிகள், அளவு கோல்கள் முதலிய சாதனங்கள் மழைநீரைச் சேகரிக்கவும் அளக்கவும் பயன்படுத்தப் பட்டன. இந்த முதல் வானிலைக் கருவிகளைக் கண்டுபிடித்தவர்கள் யார் என்பது நமக்கு உறுதியாகத் தெரியவில்லை.

அதற்குப் பின்பு வானிலை அறிவு பல நூற்றாண்டுகளாக வளர்ச்சியடையவில்லை. 11ஆம் நூற்றாண்டில்தான் அராபிய வான நூல் வல்லுநர்கள் குறைந்தது ஐம்பது மைல் உயரம் காற்று மண் டலம் பரந்திருக்கும் என்று மதிப்பிட்டனர். வானிலைக்கு, காற்றின் எடை, வெப்பநிலை, அதன் வேகம் முதலியன காரணமாக இருக்கக்கூடும் என சில அறிஞர்கள் ஊகித்தனர். காற்றின் இத் தன்மைகளை அறிய சில கருவிகள் தேவைப்பட்டன.

பதினேழாம் நூற்றாண்டில், வட இத்தாலியில், முதன் முதலில் கலிலீயோ (Galileo) என்பவர் 1607ஆம் ஆண்டில் வெப்பநிலை மானியைக் (Thermometer) கண்டுபிடித்தார். இதன் உதவியால் காற்றின் வெப்பநிலை முதன் முதலில் அறியப்பட்டது. எதையும், ஏன், எதற்காக, எப்படி என்ற கேள்விகளைக் கேட்டுத் தானாகவே விடை கண்டுபிடித்த பேராற்றல் படைத்தவர் கலிலீயோ. காற்றும் திரவங்களும் வெப்பமடையும்பொழுது விரிவடைகின்றன என்ற உண்மையை அவர் உணர்ந்தார்.

காற்றின் சரியான வெட்பநிலையை கலிலீயோவின் வெப்பமானியால் அளப்பது கடினமாக இருந்தது. 1714-ல் ஜெர்மன் நாட்டைச்சேர்ந்த கேப்ரியெல் டானியேல் ஃபாரென்ஹைட் (Gabriel Daniel Fahrenheit) என்ற பௌதிக அறிஞர் ஃபாரன் ஹைட் வெப்பமானியைக் கண்டுபிடித்தார். இதன்படி தண்ணீரில் உறைநிலை (freezing point) 32 டிகிரியும்(32°F), கொதிநிலை (boiling point) 212 டிகிரியும் (212°F) ஆகும். 1742-ல் ஸ்வீடன் நாட்டைச் சேர்ந்த ஆண்டெர்ஸ் செல்சியஸ் (Anders Celsius) என்பவர் சென்டிகிரேட் (Centigrade) வெப்பமானியைக் கண்டுபிடித்தார். இதில் தண்ணீரின் உறைநிலை 0 டிகிரியும் (0°C), கொதிநிலை 100 டிகிரியும் (100°C) ஆகும். இப்பொழுது எல்லாத் துறைகளிலும் பயன்பட்டு வருவது சென்டிகிரேட் வெப்பமானியே ஆகும். 1850ஆம் ஆண்டில் ஆங்கில விஞ்ஞானியான வில்லியம் தாம்ஸன் (William Thompson) என்பவர் தனி அளவை முறையைக் (Absolute Scale) கையாண்டார். இவரே பின்பு, கெல்வின் பிரபு (Lord Kelvin) ஆனூர். இந்த கெல்வின் அளவுகோலின் 0 டிகிரி (0°K) என்பது வெப்பத்தின் கீழ் வரம்பு. அதாவது அதற்குக் கீழே செல்லமுடியாத மிகக் குறைந்த வெப்பநிலை.

1-8. காற்றின் அழுத்தம், வேகம், சரப்பதன்

இத்தாலி நாட்டில், டஸ்கனியைச் சேர்ந்த இரண்டாம் ஃபெர்ட்டினன்ட் கோமகன் சுமார் 50 அடி ஆழமுள்ள ஒரு கிணறு வெட்ட உத்தரவிட்டிருந்தார். அக் கிணற்றில் அமைக்கப்பட்டிருந்த குழாயில் சுமார் 32 அடி உயரத்திற்கு மேல் தண்ணீர் உயரவில்லை. இது எல்லோருக்கும் வியப்பாக இருந்தது. 1643-ல் கலிலீயோவின் மாணவரான இவாஞ்ஜிலிஸ்டா டாரி செல்லீ என்பவர் இந்தப் புதுமைக்கு விடை கண்டுபிடித்தார். இவர் ஒரு பாதரஸ பாரமானியை (Mercury Barometer) உருவாக்கினூர். இதிலுள்ள ஒரு கண்ணாடிக் குழாயில் பாதரஸம் சுமார் 76 செ.மீ. வரைதான் உயர்ந்தது. குழாயில் பாதரஸம் உயர்வதற்குக் காரணம் காற்றின் எடை அல்லது காற்றின் அழுத்தும் சக்தியே காரணம் எனக் கண்டார். அதாவது வெளியில் உள்ள காற்று பாதரஸத்தை அழுத்துவதால் பாதரஸம் குழாயில் உயருகிறது என்று நிரூபித்தார். ஆகவே பாரமானியின் உதவியால் காற்றின் அழுத்தும் ஆற்றலைக் கணக்கிடமுடியும் என்ற உண்மை அறியப்பட்டது.

மேடான இடத்திலிருந்து பள்ளத்தை நோக்கித் தண்ணீர் பாய்வது போல, அழுத்தம் அதிகமான பகுதியிலிருந்து அழுத்தம் குறைவான பகுதிக்குக் காற்று வீசுகிறது. இவ்வாறு காற்றின்

அழுத்தங்களை அறிவதன் மூலம், காற்றோட்டங்களின் போக்கை அறிந்துகொள்ள முடிகிறது. அவைகளால் ஏற்படும் வானிலையைப் பற்றியும் முன்கூட்டியே தெரிந்துகொள்ள முடிகிறது

டாரிசெல்லியின் பாரமானிக்குப் பிறகு, லூஸின்விடி என்னும் பிரெஞ்சு விஞ்ஞானி அனிராய்ட் பாரமானியைக் (Aneroid Barometer) கண்டுபிடித்தார். அனிராய்ட் என்றால் திரவமில்லாத என்பது பொருள். இது பெரிதும் பயன்படுத்தப்பட்டது. தரையிலிருந்து ஒரு விமானம் பறக்கும் உயரத்தை அளப்பதற்கு உயரமானி (Altimeter) என்னும் கருவி அனிராய்ட் பாரமானியிலிருந்து தான் உருவானது. சுமார் 1724-ல் காற்று வேகமானிகள் (Anemometers) காற்றின் வேகத்தை அளக்கப் பயன்படுத்தப்பட்டன. காற்றின் ஈரப்பதனை (humidity) அளக்க ஈரமானி (Hygrometer) 1825-ல் ஜெர்மன் நாட்டில் உருவாக்கப்பட்டது. காற்றில் உள்ள ஈரப்பதனை அறிந்துகொள்ளுவது வானிலை ஆய்வாளர்களுக்கு மிகவும் முக்கியமாகும். ஈரப்பதனிலிருந்துதான் மேகங்களும், மூடுபனிகளும் தோன்றுகின்றன. நமது பூமியை வளமாக்கும் மழையும், பனியும் பெய்கின்றன.

பூமியைச் சுற்றி பெருமளவில் காற்று வீசுகிறது. அது ஏன் வீசுகிறது? எப்படி வீசுகிறது? காற்றின் வெப்பநிலை, அழுத்தம், ஈரப்பதன் முதலிய தன்மைகளை அறிய இந்தப் புதிய வானிலைக் கருவிகள் பெரிதும் ஊக்கமளித்தன. இதற்குப் பின்தான் காற்றில் அடங்கியுள்ள பொருள்களை மனிதன் ஆராயத் தொடங்கினான்.

1-9. காற்றின் கூறுபாடுகள்

அரிஸ்டாட்டில் காலத்திற்கு முன்பிருந்தே காற்று மண்டலம் என்பது காற்றும் நீர்த்துளிகளும் மட்டுமே அடங்கிய ஒன்று என்றும், அது எளிமையான ஒரே வகையான பொருள் என்றும் நம்பப்பட்டு வந்தது. முதன் முதலில் 1756ஆம் ஆண்டில் ஸ்காட்லாந்தில் எடின்பரோ பல்கலைக் கழகத்தில் மருத்துவ மாணவராக இருந்த ஜோஸெஃப் ப்ளாக் என்பவர் நாம் சுவாசிக்கும் காற்றில் கார்பன்-டை-ஆக்சைடு குறைவாக இருந்தபோதிலும் அது ஒரே சீரான, மாறுத விகிதத்தில் உள்ளது என்று நிரூபித்தார். 1772-ல் நைட்ரஜன் என்னும் வாயு காற்றில் கலந்திருப்பதை டானியேல் ஏதர்ஃபோர்ட் நிரூபித்தார். 1774-ல் ஆக்ஸிஜன் வாயுவை ஜோஸெஃப் பிரீஸ்ட்லி என்பவர் கண்டுபிடித்தார். அடுத்த நூறு ஆண்டுகளில் காற்றில் உள்ள மீத்தேன், நியான், ஆர்கான், ஹீலியம், க்ரிப்டான், ஓஸோன், அம்மோனியா அயோடின் ஆகிய மற்ற வாயுக்களும் கண்டுபிடிக்கப்பட்டன.

1-10. பறக்கும் பலூன்

18ஆம் நூற்றாண்டில் துணிவுமிக்க மலையேறிகள் மூன்று மைல் உயரமுள்ள மலை உச்சிகளுக்குச் சென்று வானிலை சம்பந்தப்பட்ட அளவுகளை எடுத்தனர். அதன்மூலம் காற்று மண்டலத்தின் உயரப் போகப் போகக் காற்றின் அழுத்தம் குறைகிறது என்ற உண்மையை அறிந்தனர். 1783-ல் பலூனை வெப்பமான காற்றால் நிரப்பிச் சில ஆயிரம் அடி உயரம் வரை பறக்கவிட்டனர்.

இக்காலத்தில் பரந்த வெளியைத் துருவி ஆராயும்பொருட்டு, ராக்கெட்டுகளிலும், செயற்கைத் துணைக் கோள்களிலும், எலி, பூனை, நாய், குரங்கு முதலியவைகளை விண்ணில் அனுப்புவது போல் அக்காலத்திலும் பலூன்களில் சில மிருகங்களை வைத்து அனுப்பி, அவை எந்தத் துன்பமும் இன்றி வந்து சேருகின்றனவா என ஆராயப்பட்டது. பலூன்களில் மிருகங்கள் செல்லக்கூடுமானால் மனிதன் மட்டும் ஏன் செல்லக்கூடாது என்னும் வினாவை எழுப்பி, மனிதனும் செல்லமுடியும் என்று முதன் முதலில் செய்து காட்டியவர் ஷீன்பிலாந்தர் டிரோசியே என்பவர். இதன் பின்பு தான் காற்று மண்டலத்தின் மேல் அடுக்குகளின் வெப்ப நிலையைச் சரியாக அளக்கமுடிந்தது.

1809ஆம் ஆண்டில் இங்கிலாந்தைச் சேர்ந்த தாமஸ் ஃபாஸ்டர், ஹைட்ரஜன் வாயுவை பலூன்களில் நிரப்பி வானில் பறக்க விட்டார். அவைகளின் போக்கை நன்கு கவனித்து மேகங்களின் உயரத்தைப்பற்றியும், காற்றோட்டங்களின் திசை, வேகம் முதலியவற்றையும், காற்றோட்டங்கள் எவ்வாறு வானவூர்திகளைப் பாதிக்கின்றன என்பது பற்றியும், தரைமட்டத்திலிருந்தவாறே அவரால் அறிந்துகொள்ள முடிந்தது.

1-11. மேக மண்டலம்

1803-ல், லூக் ஹாவர்ட் என்ற ஆங்கில இரசாயன அறிஞர் பல வகையான மேகங்களின் தன்மையை அறிந்து அவைகளுக்குப் பெயர் கொடுத்து இனவாரியாகப் பிரித்தார். மேகங்களின் அடிப்படை அமைப்பை விளக்க, திரண்ட மேகம், விரிந்த மேகம் என்னும் சொற்களைப் பயன்படுத்தி மனிதர்கள் அவைகளைப் பற்றிப் பேசவும் எழுதவும் வாய்ப்பளித்தார்.

1-12. விளக்கப் படம்

வானிலையை ஓரளவிற்கு அறிவதற்கு மனிதன் ஆற்றல்பெற்றுவிட்டான். தினசரி வானிலையை ஏன் விளக்கப் படமாக வரைந்து

ஓரிடத்திலிருந்து மற்றொரு இடத்திற்கு அனுப்பக்கூடாது என்ற எண்ணம் ஜெர்மன் நாட்டைச்சேர்ந்த கணித மேதையான ஹைய்ன்ரிக் பிரான்டெஸ் என்பவரின் உள்ளத்திலே 1820-ல் முதன் முதலில் எழுந்தது. ரேடியோ, தந்தி, தொலைபேசி முதலிய எந்த விதமான முறையும் அக்காலத்தில் இல்லையாகையால், தூரமான இடங்களுக்கு மெதுவாக இயங்கும் செய்தி சாதனங்களின் உதவியால் வானிலை அறிக்கைகளை அனுப்பவேண்டி இருந்தது. ஆனால் அவ்வறிக்கைகள் வந்து சேருவதற்குள் அவ்விடத்து வானிலை மாறிவிடும்.

1844ஆம் ஆண்டில்தான் தந்திச் செய்தி அனுப்பும் முறை கையாளப்பட்டது. முதன் முதலாக வாஷிங்டனிலிருந்து பால்டிமோருக்கு அனுப்பப்பட்ட செய்தி கடவுளின் செயல்தான் என்னே! என்பது ஆகும். இதன்பின்தான் வானிலை அறிக்கைகளை இணைத்துக் கூற முடிந்தது. வானிலை மாற்றங்களை முன் கூட்டியே அறிவிக்கும் முறையும் தொடங்கியது. தந்தியின் உதவியால் தினசரி வானிலை வரை படம் விரைவாக வரையப்பட்டது. இதுதான் நவீன வானிலை வரலாற்றின் தொடக்கமாகும்.

1-13. புயலும் சூருவளியும்

சுமார் 1850ஆம் ஆண்டில் புயல் காற்று, சூறுவளி என்பவை யாவை என்ற வினவிற்கு விடை காணப்பட்டது. புயல்களின் விதி (Law of Storms) என்ற நூலை ஹென்ரிக் வில்ஹெம் டோவே என்பவர் எழுதினார். குளிர்ந்த காற்றும், வெப்பக் காற்றும், ஒன்றோடொன்று மோதும்பொழுது புயல் தோன்றுகிறது என்றும் இக்காற்றுகளின் சுழற்சியால் காற்றோட்டமும், மேகங்களும், மழையும் உண்டாகின்றன என்றும் விளக்கினார். வில்லியம் ரெட்ஃபீல்ட் என்பவர் 1860-ல் மேற்கிந்தியத் தீவுகளிலும், அட்லாண்டிக் கடற்கரையோரத்திலும் கிளம்பிய புயல்களைப்பற்றி மிகத் தெளிவாக ஆராய்ந்தார். பெருங்காற்று இடஞ்சுழியாக மிக வேகமாகச் சுழல்வதே சூறுவளி என்று விளக்கம் கூறினார்.

இதே சமயத்தில் அமெரிக்க ஐக்கிய நாட்டின் கப்பல் படை அதிகாரி ஒருவர் எல்லாப் பெருங் கடல்களிலும் கப்பல்களில் சென்று அங்குள்ள காற்றோட்டங்களையும், நீரோட்டங்களையும் பதிவு செய்து அவைகளை ஆராய்ந்து கடைசியில் 'கடற் பூகோளம்' என்ற ஒரு சிறந்த நூலை வெளியிட்டார். அதனால் அவருக்குக் 'கடல் வழிகாட்டி' என்ற பெயர் வழங்கப்பட்டது. கடற் பிரயாணிகள் அனைவரும் அவருக்கு நன்றி செலுத்தினர்.

1-14. வானிலை ஆராய்ச்சிக் கழகம்

காற்றும் புயலும் ஓர் எல்லைக்குள் அடங்காதவை. வானிலை என்பது உலகம் முழுவதற்கும் பொதுவானது. வானிலைச் செய்திகளைப் பரிமாறிக் கொள்வதன்மூலம் நாடுகள் ஒன்றுக்கொன்று உதவ முடியும். அதனால் 1872-ல் சர்வதேச வானிலை ஆராய்ச்சிக் கழகம் நிறுவப்பட்டது. அதிலுள்ள ஒவ்வொரு நாடும் வானிலை அறிக்கைகளைச் சேகரித்து அவைகளைத் தந்தி அல்லது வானொலி மூலம் மற்ற நாடுகளுக்கு அனுப்பி வைக்கும். இந்த நிறுவனத்திலிருந்துதான் தற்போதுள்ள உலக வானிலை ஆராய்ச்சி நிறுவனம் தோன்றியுள்ளது.

1-15. வானிலைக் கருவிகள்

1890ஆம் ஆண்டு மீட்டியாரோகிராப் என்னும், தானாகவே வானிலையைப் பதிவு செய்யும் கருவி கண்டுபிடிக்கப் பட்டது. இக் கருவியை பலூனில் வைத்து காற்றுமண்டலத்தில் அனுப்பினால், அக்கருவி காற்றின் வெப்பநிலை, அழுத்தம், ஈரப்பதன் (humidity) முதலியவற்றை இயந்திர முறையில் நகர்த்தப்பட்ட வானிலை விளக்கத்தாளின்மீது தானாகவே குறித்துவிடும். பூமியிலிருந்து சுமார் பத்துமைல் தூரம்வரை காற்று மண்டலத்தில் மிகவும் பயன்தரக் கூடிய அளவுகள் எடுக்கப் பட்டன. அப்பொழுதுதான் காற்று மண்டலம் இரண்டு அடுக்குகளாகப் பிரிக்கப்பட்டது. பூமியைத்தழுவி சுமார் 8 அல்லது 10 மைல்கள் உயரம்வரை பரந்து கிடக்கும் காற்றுமண்டலம் ட்ரோப்போஸ்பியர் (Troposphere) எனப்பட்டது. இதற்கும் மேலே உள்ள காற்றுமண்டலம் ஸ்ட்ராட்டாஸ்பியர் (Stratosphere) எனப் பட்டது. இப்பகுதியில்தான் நமது தற்கால வானவூர்திகள் பறக்கின்றன.

1917–18-ல் வானவூர்திகள் மூலம் வானிலைப் பதிவுக் கருவிகளைக் காற்றுமண்டலத்திற்கு அனுப்பி, அதன்மேல் அடுக்குகளின் தன்மைகளை அறிய முற்பட்டனர். இதற்கு மிகவும் முக்கியமான வானொலிப் பெட்டியை 1930ஆம் ஆண்டு ரஷ்யாவைச் சார்ந்த பி. எ. மால்ச்சனவ் என்ற அறிஞர் கண்டுபிடித்தார். இப் பெட்டியை பலூனில் வைத்துக் காற்று மண்டலத்திற்கு அனுப்பி, அது வெளியிடும் தகவல்களை வைத்து மிக உயரத்தில் உள்ள காற்று அடுக்குகளின் அழுத்தம், வெப்பநிலை முதலியவைகளை அறிய முடியும். இதுதான், ரேடியோ அலைகளின் மூலம் காற்றின் அடுக்குகளை ஆராயும் தற்கால வானொலி முறையின் (radiosonde) தொடக்கமெனக் கூறலாம்.

இரண்டாவது உலகப்போரின்போது, படைகள் நீண்ட கடற் பயணங்களையும், தரைப் பயணங்களையும் மேற்கொள்ள வேண்டியிருந்தது. வானவூர்திகள் மிக உயரமாகப் பறக்க வேண்டியிருந்தது. இவைகள் போரில் வெற்றிபெற மிகவும் சரியான வானிலை அறிவு தேவைப்பட்டது. அப்போதுதான் ரேடார் (Radar) என்னும் கருவி கண்டுபிடிக்கப்பட்டு பழக்கத்திற்குக் கொண்டுவரப்பட்டது. அக்காலத்தில் இது ஒரு பெரிய ரகசிய ஆயுதமாகக் கருதப்பட்டது. தற்போது இக்கருவி வானிலை ஆய்வாளர்களுக்கு மிகவும் பயன்படுகிறது. ஒரு புயல் சுமார் 200 அல்லது 300 மைல் தூரத்தில் வந்துகொண்டு இருக்கும்பொழுதே அது இருக்கும் இடத்தை ரேடார் அறிவித்துவிடும் ரேடாரில் உள்ள திரையில் புயலின் அளவு, இயங்கும் விதம் முதலியவைகளைக் காணலாம். பெரும் புயலுக்குக் காரணமான கொக்கி வடிவமான மேகங்கள் இருக்கும் இடத்தையும் இத்திரையில் காணலாம். மேலும் வானவூர்திகள், கப்பல்கள் செல்லும் பாதைகளில் புயல் வீசும் இடங்களை முன் கூட்டியே அறிந்து எச்சரிக்கை விடுப்பதற்கும் ரேடார் பயன்படுகின்றது. மிக மோசமான வானிலையில் வானவூர்திகளைத் தரையில் இறக்குவதற்கு விமான ஓட்டிகளுக்கும் (Pilots) இது உதவுகிறது.

வானிலை ஆராய்ச்சியில் பயன்படும் மற்றொரு கருவி நிலைமட்ட பலூன் (Constant Level Balloon) ஆகும். இது ஒரு பெரிய பிளாஸ்டிக் பலூன். இதனுள் வானிலைக் கருவிகளை வைத்து தேவையான செய்திகளை அறியலாம். இத்தகைய மிதக்கும் வானிலை ஆய்வு நிலையங்கள் ட்ரேன்ஸோசாண்டீஸ் (Transosandes) எனப்படும். மற்றொரு வியத்தகு வானிலைக்கருவி, தத்துக்கிளி (Grasshopper) எனப்படும். இதைத் தானாகவே இயங்கும் வானிலை நிலையம் என்று சொல்லலாம். காரணம், இக்கருவி காற்றின் எல்லாத் தன்மைகளையும் பல மைல்களுக்கு அப்பால் உள்ள வானிலை நிலையங்களுக்கு ரேடியோ அலைகளின் மூலம் தானாகவே அனுப்பி விடுகிறது.

1-16 செயற்கை மழை

இவ்வாறு காற்றுக் கடலை ஆராய்வதன் மூலம், அதன் பல இரகசியங்களையும் அறிந்து, அதனால் ஏற்படும் மாற்றங்களின் விளைவுகளை மிகத்தெளிவாக முன்கூட்டியே அறிந்து கொள்ளும் ஆற்றலை மனிதன் அடைந்தான். தன் வானிலையைப் பற்றி ஓரளவு அறிந்தபின்பு அதனை ஏன் அடக்கி ஆளக்கூடாது என எண்ண ஆரம்பித்துவிட்டான்! அதாவது வானிலையை மாற்றியமைக்கவோ, கட்டுப்படுத்தவோ முடியும் என்ற துணிவுக்கு

மனிதர்கள் வந்து விட்டார்கள். ஆனால் அதை மனித இனத்தின் நன்மைக்காகவே எனக் கருதவேண்டும். இந்த எண்ணத்தால் விளைந்ததுதான் செயற்கை மழை. மழையோ, நீரோ இல்லாத வரண்ட நிலங்களிலும் பயிர் செய்ய முடியும் செயற்கை மழையின் உதவியால் என்பதை விஞ்ஞானிகள் நிரூபித்துக் காட்டினர். 1946-ல் டாக்டர் வின்செண்ட் ஷாஃபெர், டாக்டர் எர்விங் லாங்மூ என்னும் இரண்டு அறிவியல் ஆய்வாளர்கள் செயற்கை மழையை உண்டாக்கினர்.

1958-ல் பல இடங்களில் வானிலையை அடக்கி ஆள்வதற்கான, பரிசோதனைகள் தொடங்கின. புயலின் ஒரு புறத்தில் எண்ணெய் எரிபொருளை எரிப்பதன் மூலம் அதன் போக்கையும், வேகத்தையும் மாற்ற முடியும் எனக்கண்டு பிடிக்கப்பட்டது. மலையுச்சிகளை வெட்டி மலைத்தொடர்களின் சிகரங்களைச் சமமாக்கியும், அணை களையோ, வாய்க்கால்களையோ அமைத்துப் பெருங்கடல் நீரோட்டங்களை மாற்றியும் வானிலையைப் பெரிதும் மாற்ற முடியும் என அறியப்பட்டது. ஆனால், ஆய்வாளர்கள் ஓர் எல்லைக்கு உட்பட்டுத்தான் வானிலையை அடக்கி ஆளமுடியும்.

1-17. செயற்கைக் கோள்கள்

64 நாடுகளைச் சேர்ந்த விஞ்ஞானிகள் ஒன்றுகூடி 1957ஆம் ஆண்டு திட்டம் ஒன்றைத் தீட்டினர். இதற்கு 'அனைத்து நாட்டுப் புவியியற்பியல் ஆண்டு' (International Geophysical Year, I.G.Y.) எனப் பெயர். இதன் நோக்கம் பூமி, காற்று மண்டலம், வானவெளி ஆகியவற்றை நுட்பமாக ஆராய்வதே ஆகும். இதன் பயனாகத்தான் வெடி ஊர்திகளும் (Rockets), செயற்கைக் கோள் களும் (Artificial Satellite) உருவாயின. இதன் வாயிலாக வானிலை ஆராய்ச்சி தொடங்கியது ஒரு பெரிய வியத்தகு சாதனை யாகும்.

1957ஆம் ஆண்டு முதன் முதலில் ரஷ்யா செயற்கைத் துணைக் கோள் ஒன்றை வெற்றிகரமாக வானவெளியில் ஏவியது. 1959ஆம் ஆண்டு இறுதியில் அமெரிக்கா, ரஷ்யா முதலிய நாடுகளால் அனுப்பப்பட்ட செயற்கைக் கோள்கள் பல பூமியிலிருந்து நூற்றுக் கணக்கான மைல்கள் உயரத்திலும் ஆயிரக்கணக்கான மைல்கள் உயரத்திலும் ஒரே சமயத்தில் சுற்றி வந்துகொண்டிருந்தன. இவை வானிலை ஆய்வாளருக்குப் பெரிதும் பயன்பட்டன. மிகத் தொலைவான இடங்களில் பெரும் புயல்கள் நாட்கணக்கில் மறைந் திருக்க முடியும். என்பதை இவைகளின் மூலம் அறிய முடிந்தது. பூமியில் இருந்தவாறே பலூன்கள், வானவூர்திகள், வெடியூர்தி

களின் மூலமும் நாம் வானிலைச் செய்திகளைப் பெறுகிறோம். இச் செய்திகளோடு செயற்கைத் துணைக் கோள்களிலிருந்து கிடைக்கும் செய்திகளையும் இணைத்து வானிலையை உலகம் முழுவதற்கும் சேர்ந்தாற்போல் விரைவில் அறிவிக்கக் கூடிய அளவுக்கு இன்று விஞ்ஞானம் வளர்ந்துவிட்டது. அக்காலத்து வானிலை மந்திரவாதிகளை இக்காலத்து விஞ்ஞானிகளுடன் எந்த விதத்திலும் ஒப்பிடுதல் இயலாது என்பது புலனாகிறதன்றோ!

1-18. வானிலை உட்கூறுகள்

வானிலையைச் செம்மையாக உலகிற்கு அறிவிக்க வேண்டுமானால், அதற்கு முன்பு விஞ்ஞானிகள் தெரிந்து கொள்வதற்குச் சேகரிக்க வேண்டிய உண்மைகள் பல இருக்கின்றன. உதாரணமாக, பூமியிலிருந்து நெடுந்தொலைவு பரவிக்கிடக்கும் காற்று மண்டலத்தின் வெப்பநிலை (temperature), அழுத்தம் (pressure), ஈரப்பதன் (humidity) முதலியவற்றின் அளவுகள் துல்லியமாகத் தெரியவேண்டும். காற்றோட்டத்தின் திசையையும் வேகத்தையும் அளந்தறிய வேண்டும். பலவகைப்பட்ட மேகங்களின் தன்மைகளை ஆராயவேண்டும். மழை (Rain), மூடுபனி (Snow) முதலியவை விழுகின்ற முறையை அறிய வேண்டும். தோற்றத்தெளிவு (visibility) என்பது வானிலையின் மிகவும் முக்கியமான ஓர் அம்சமாகும். மேற்கூறிய அளவுகள் வானிலையின் உட்கூறுகள் (meteorological elements) எனப்படும். இவைகளைப்பற்றி பின்வரும் பகுதிகளில் மிக விரிவாகக் காணலாம்.

1-19. வெப்பதட்ப நிலையும் (Climate) வானிலையும் (Weather)

வானிலை (weather) என்ற வார்த்தை 'ஒரு குறிப்பிட்ட இடத்தில் ஏதேனும் ஒரு குறிப்பிட்ட நேரத்தில்' காற்று மண்டலத்தில் ஏற்படுகின்ற மாறுதல்களைக் குறிக்கும். இங்கே 'குறிப்பிட்ட நேரம்' என்பது ஒரு மணி நேரமாக இருக்கலாம். அல்லது ஒரு நாளாகவும் இருக்கலாம். ஆனால் வெப்பதட்ப நிலை (climate) என்பது ஒரு மாதத்தின் அல்லது ஒரு பருவ காலத்தின் (season) சராசரி வானிலையைக் குறிக்கும். நாம் உண்மையாக வானிலைக் கருவிகளின் வாயிலாக அறிவது வானிலையைத்தான். வெப்பதட்ப நிலையை நாம் வானிலைக் குறிப்புகளிலிருந்து கணக்கிடுகிறோம். வெப்பதட்ப நிலை இடத்திற்கு இடம், காலத்திற்குக் காலம் வேறுபாடு அடைவதற்குக் காரணம் வானிலையின் கூறுபாடுகளில் ஏற்படும் மாற்றங்களே ஆகும்.

2. காற்று மண்டலத்தின் அமைப்பு

1. காற்றின் கூறுபாடுகள் (Composition of air)

நாம் ஒரு பெரிய கடலின் அடித்தளத்தில் வாழ்ந்து வருகிறோம் எனக் கூறலாம். ஏனெனில் நம்மைச் சூழ்ந்துள்ள காற்று மண்டலமும் ஒரு பெருங் கடலாகும். நீரும் உணவும் இல்லாமல் சிலகாலம் உயிர் வாழலாம். ஆனால் காற்று இல்லையெனில் ஒரு சில விநாடிகள் கூட உயிர் வாழ்தல் இயலாது. அது ஓய்வில்லாமல் உலகத்தைச் சுற்றி எல்லாத் திசைகளிலும் நூற்றுக்கணக்கான மைல்கள் வெளியே பரந்து சுழன்றுகொண்டேயிருக்கிறது. (பூமியில் ஏற்படுகின்ற வெப்பதட்ப நிலைக்கு முக்கியமான காரணம் இந்தக் காற்றுக் கடல்தான்.) கணத்துக்குக் கணம் மாறி மாறித் தோன்றும் மேகங்களும் வீசும் காற்றுக்களும், இடியும், மின்னலும், மழையும், வெண்பனியும் காணப்படுவது இந்தக் கடலில்தான்.

காற்று பல வாயுக்களின் (gases) கலவை. காற்றில் உள்ள இவ்வாயுக்களின் விகிதம் சுமார் நூறு மைல்கள்வரை அதிகமாக மாறுவதில்லை. இந்த உண்மையை இப்பொழுது வெடியூர்திகள் (rockets), நிறமாலை இயல் ஆய்வுகள் (spectroscopic studies) வாயிலாக விஞ்ஞானிகள் அறிந்துள்ளனர். இக்கருத்தானது, உயரச் செல்லச் செல்ல அடர்த்திக் குறைவான ஹைடிரஜன் (hydrogen) ஹீலியம் (helium) முதலிய வாயுக்கள்தான் அதிக அளவில் இருக்கும் என்ற பழைய கருத்திற்கு மாறுபட்டதாகும். உலர்ந்த காற்றில் (dry air) காற்றின் மொத்த அளவில் ஐந்தில் நான்கு பாகம் நைட்ரஜன் (nitrogen) வாயுவாகும். மீதி, ஐந்தில் ஒரு பாகம் ஆக்ஸிஜன் (oxygen) எனக் கொள்ளலாம். காற்றில் அடங்கியுள்ள மற்ற வாயுக்களின் அளவு அட்டவணை 2-1-ல் கொடுக்கப் பட்டுள்ளது.

வாயுக்களின் சிறப்புகள்

நைட்ரஜன்: இது 1772ஆம் ஆண்டு டானியேல் ருதர்ஃபோர்டு (Daniel Rutherford) என்பவரால் கண்டுபிடிக்கப்பட்டது. காற்று

அட்டவணை 2-1

உலர்ந்த காற்றின் கூறுபாடுகள்
(Composition of Dry air)

வாயுக்களின் பெயர்கள்	சதவிகிதம்	பத்து லட்சத்தில் (மில்லியனில்)
நைட்ரஜன் (N_2)	78·08	
ஆக்ஸிஜன் (O_2)	20·95	
ஆர்கான் (A)	0·93	
கார்பன்-டை-ஆக்சைடு (CO_2)	0.03	
நியான் (Ne)		18·18
ஹீலியம் (He)		5·24
மீத்தேன் (Methane) (CH_4)		2·00
கிரிப்டான் (Kr)		1·14
நைட்ரஸ் ஆக்சைடு (N_2O)		0·50
ஹைட்ரஜன் (H_2)		0·50
செனான் (Xe)		0·087
ஓசோன் (O_3)		0 முதல் 0·07 வரை மாறக் கூடியது
சல்பர்-டை-ஆக்சைடு (SO_2)		0 முதல் 1 வரை
நைட்ரஜன் டை-ஆக்ஸைடு (NO_2)		0 முதல் 0·02
அயோடின் (I_2)		சிறு தடயம் (Trace)
சோடியம் குளோரைடு (NaCl)		சிறு தடயம்
அம்மோனியா (NH_3)		சிறு தடயம்
கார்பன் மானாக்சைடு (CO)		சிறு தடயம்

மண்டலத்தில் பெரும்பகுதி நைட்ரஜன் வாயுவாகும். இது இரசாயன இயக்கங்களில் (chemical activities) நேரிடையாகப் பங்கு கொள்வதில்லை; ஆனால் நைட்ரஜனின் கூட்டுப் பொருள்கள் (compound) பெரிதும் பங்கு கொள்கின்றன. விலங்குகள் நைட்ரஜன் வாயுவை நேரிடையாகப் பயன்படுத்தித் தமக்கு வேண்டிய புரோட்டினைத் (protein) தயாரிக்க முடியாது. இதற்கு அவைகள் தாவரங்களைத்தான் நம்புகின்றன. தாவரங்களும் நைட்ரஜனை நேரிடையாக எடுத்துக்கொள்ள முடியாது. இவற்றின் வேர்களில் உள்ள சில பாக்டீரியாக்கள் நைட்ரேட்டுக்கள் போன்ற நைட்ரஜன் கூட்டுப் பொருள்களைத் தயாரித்து உதவுகின்றன. மேலும், ஏற்கனவே அழிந்துபோன தாவரங்கள் செயற்கைமுறையில் தயாரித்த உரங்கள் முதலியவற்றில் இருந்தும் தாவரங்களுக்கு வேண்டிய நைட்ரஜன் கிடைக்கின்றது. தற்காலத்தில் காற்று மண்டலத்தில் உள்ள ஆக்ஸிஜனையும் நைட்ரஜனையும் சேர்த்துச் செயற்கை முறையில் உரம் (fertiliser) தயாரிக்கப்படுகிறது. காற்று மண்டலத்தில் உள்ள நைட்ரஜனில் மிகச்சிறிதளவே இதற்காகச் செலவழிகிறது. மேலும் அழிந்துபோன தாவரம், விலங்குகள் முதலியவற்றிலிருக்கும் நைட்ரஜனும் திரும்ப வாயு மண்டலத்தில் கலப்பதால் இதன் விகிதம் என்றும் மாறுவதில்லை.

ஆக்ஸிஜன்: இது 1774-ல் ஜோஸப் பிரிஸ்ட்லி (Joseph Priestly) என்பவரால் கண்டுபிடிக்கப்பட்டது. பூமியில் பலவகை உயிர்கள் வாழ்வதற்கும், பொருள்கள் எரிவதற்கும் இது மிகவும் அவசியமானதாகும். ஆயினும் காற்று மண்டலத்தில் சமநிலை மாறுவதில்லை. காரணம் தாவரங்கள் சுவாசிக்கும்பொழுது கார்பன்-டை-ஆக்சைடை எடுத்துக்கொண்டு, தொடர்ந்து ஆக்ஸிஜனை வெளிவிடுகின்றன.

கார்பன்-டை-ஆக்ஸைடு: இது வாயு மண்டலத்தில் மிகக் குறைவான அளவில் கலந்திருந்தாலும் (0·03%) இது இரண்டு வகைகளில் மிகவும் சிறப்பு வாய்ந்ததாகும். முதலாவதாக, தாவரங்கள் சுவாசிக்கும்பொழுது கிரகிக்கும் கார்பன்-டை-ஆக்சைடில் உள்ள கார்பனைக் (carbon) கொண்டு ஒளிச்சேர்க்கையின் (photosynthesis) வாயிலாகச் சர்க்கரை (sugar), ஸ்டார்ச் (starch) புரோட்டீன் (protein) முதலியவைகளைத் தயாரிக்கின்றன. இத்தாவரங்கள் மனிதர்களாலும், விலங்குகளாலும் உட்கொள்ளப் படுகின்றன. மேலும் மனிதனும் பிற உயிர்களும் உண்ணும் எல்லா உணவுப் பொருள்களிலும் கார்பன் அடங்கியுள்ளது. இத்துணைக் கார்பனும் காற்று மண்டலத்திலுள்ள சிறிதளவு கார்பன்-டை-ஆக்சைடிலிருந்து கிடைக்கின்றது என்பதை எண்ணும் பொழுது வியப்பு மேலிடுகிறது.

இரண்டாவதாக, சூரியனிலிருந்து வரும் கதிர்வீச்சு (radiation) கார்பன்-டை-ஆக்சைடு வழியாக எளிதில் புகுந்து பூமியை அடைகிறது. ஆனால் பூமியிலிருந்து பிரதிபலிக்கப்பட்டு விண் வெளி நோக்கிச் செல்லும் சில கதிர்வீச்சுகளை இவ்வாயு உட்கவருகிறது (absorption). இந்த இயல்பு காற்றுமண்டலத்தின் மேற்பகுதி வெப்பநிலையைக் கணக்கிட பெரிதும் துணைபுரிகிறது.

மந்த வாயுக்கள் (Inert Gases) : ஆர்கான், நியான், ஹீலியம், கிரிப்டான், செனான் முதலிய வாயுக்களுக்கு மந்த வாயுக்கள் என்று பெயர். இவை மற்ற பொருள்களோடு எளிதில் கிரியை புரிவதில்லை. இவற்றில் வானிலையில் பெரும்பங்கு கொள்வது ஹீலியம் ஆகும்.

ஹீலியம் வாயு 1895-ல் சர் வில்லியம் ராம்சே (Sir William Ramsay), என்பவரால் கண்டுபிடிக்கப்பட்டது. வாயுக்களில் மிகவும் லேசானது ஹைட்ரஜன். அதற்கடுத்த லேசானவாயு ஹீலியம் ஆகும். ஆகையால் காற்று மண்டலத்தின் உச்ச அடுக்குகளில் காணப்படும் ஹீலியம் தொடர்ந்து விண்வெளிக்குத் தப்பிச் சென்று கொண்டிருக்கின்றது என்று விஞ்ஞானிகள் கருதுகின்றனர். இவ்வாறு வெளியே வருவதால் ஏற்படும் இழப்பை பூமியில் உள்ள துளைகள் (holes) வெடிப்புக்கள் (cracks) எண்ணெய் வயல்கள் (oil fields) முதலியவைகளிலிருந்து வரும் ஹீலியம் வாயு ஈடு செய்கிறது. அதனால் இதன் சமநிலை மாறாமல் உள்ளது.

காற்று மண்டலத்தின் உயர்ந்த பகுதிகளில் மூலக்கூறுகள் மிக வேகமாக இயங்குகின்றன. அவை வினாடிக்கு 11 கிலோ மீட்டர் வேகத்தைக் கடந்து இயங்குமானால் பூமியின் பிடியிலிருந்து விடுபட்டு விண்வெளிக்குச் சென்றுவிடுகின்றன. இதைவிடக் குறைவான வேகத்தில் இயங்கும்பொழுது அவ்வாறு தப்பிச் செல்ல முடிவதில்லை. அவைகளின் சராசரி வேகம் காற்றின் வெப்ப நிலையையும் (temperature) வாயுவின் மூலக்கூறு எடையையும் (molecular weight) பொருத்ததாகும். வெப்பநிலை அதிகமாகும்பொழுது வேகம் அதிகமாகிறது. மூலக்கூறு எடை குறையும்பொழுதும் வேகம் அதிகமாகிறது. இதன் காரணமாக லேசான ஹைட்ரஜன், ஹீலியம் முதலிய வாயுக்கள் விண்வெளிக்கு எளிதாகத் தப்பிச் செல்லுகின்றன. ஆனால் காற்று மண்டலத்தின் கீழ்ப்பகுதியில் விண்வெளிக்குத் தப்பிச் செல்லும் ஹீலியத்தின் அளவு மிகக் குறைவாக இருத்தல்வேண்டும். காரணம் இப்பகுதியில் காற்றின் வெப்பநிலை மிகக் குறைவாகும். காற்று மண்டலத்தின் மேலடுக்குகளில் ஹைட்ரஜன், ஹீலியம் வாயுக்களின் அளவு குறைவாக

இருப்பதால் அப்பகுதிகளில் (சுமார் 600 கி. மீட்டரிலிருந்து 700 கி.மீ. வரை) வெப்பநிலை அதிகமாக இருக்கவேண்டுமென்பதை ஊகிக்கலாம்.

ஹைட்ரஜன்: இது வாயுக்களிலேயே மிகவும் லேசானது. இது காற்றுமண்டலத்தின் கீழ்ப்பகுதியில் மிகக் குறைவான அளவில் தான் இருக்கிறது. சுமார் 1,500 கி.மீ. உயரத்தில் பெரும்பாலும் புரோட்டான்களே (அதாவது எலக்ட்ரான் நீங்கிய ஹைட்ரஜன் அணு) இருக்கின்றன. இவையும் ஹீலியத்தைப் போலவே விண் வெளிக்குத் தப்பிச் செல்லுகின்றன.

ஓசோன்: இவ்வாயு, காற்று மண்டலத்தின் மேற்பகுதியில் தான் (சுமார் 15 கி.மீ. முதல் 30 கி.மீ. வரை) அடர்ந்து காணப் படுகின்றது. சூரியனிலிருந்து வரும் புறஊதாக்கதிர் (ultra violet radiation) ஆக்ஸிஜன் மூலக்கூறைத் தாக்கும்பொழுது ஓசோன் உண்டாகிறது. இம்முறையில் முதலில் ஆக்ஸிஜன் அணுக்கள் உண்டாகின்றன. தனித்த இவ்வணுக்கள், ஆக்ஸிஜன் மூலக்கூறு டன் சேர்ந்து ஓசோன் உண்டாகிறது. இந்நிகழ்ச்சியைப் பின் வருமாறு குறிக்கலாம்.

$$O_2 + \text{கதிர்வீச்சு} \longrightarrow O + O$$

$$\text{பின்பு, } O_2 + O \longrightarrow O_3.$$

காற்று மண்டலத்தின் மேற்குபகுதியில் உள்ள ஓசோன், சூரிய னிடமிருந்து வரும் புறஊதாக் கதிர்வீச்சை உட்கவர்வதால் (absorption) பூமியிலிருந்து சுமார் 30 கி.மீ. உயரத்தில் அமைந் துள்ள காற்றுமண்டலம் மிகவும் வெப்பமடைகிறது. சூரிய ஒளியின் செறிவைப் (intensity) பொறுத்து காற்று வெப்பமடைவ தால், ஓசோனின் அளவும் இடத்திற்கு இடம் மாறுபடும். ஆகை யால் வாயுமண்டலத்தின் மேற்பகுதியில் காற்றோட்டம் ஏற்படுவ தற்கும், வானிலை மாறுவதற்கும் ஓசோன் வாயு மிகவும் முக்கிய காரணமாகும்.

இவ்வாயு இல்லையென்று வைத்துக்கொண்டால் சூரியனின் புறஊதாக் கதிர்வீச்சு நேராக பூமியை அடையும். அப்பொழுது அதன் செறிவு மிக அதிகமாக இருக்குமாதலால் பூமியில் உள்ள உயிரினங்கள் கண் பார்வையை இழக்கநேரும். மாறாக ஓசோன் பெருமளவு புறஊதாக் கதிர்வீச்சை உட்கிரகித்துவிட்டால், பூமியை வந்தடையும் அக்கதிர்வீச்சின் அளவு மிகவும் குறைந்து விடும். இதனால் வைட்டமின் D பற்றாக்குறை ஏற்படும். அதனால் எலும்பின் வளர்ச்சி பாதிக்கப்படும். ஆக, ஓசோன் வாயுவின்

அளவு காற்று மண்டலத்தில் மிகக் குறைவாக இருந்தபோதிலும் அது மிகவும் முக்கியத்துவம் வாய்ந்தது என்பதை அறியலாம்.

நீராவி (Water vapour): காற்று மண்டலத்தில் உள்ள ஈரம் (moisture) 4% வரம்புக்குள் மாறுகிறது. இது, வாயு மண்டலத்தின் கீழ்ப்பகுதியில்தான் மிகுதியாகக் காணப்படுகிறது. சுமார் 6 கி.மீ. உயரத்திற்குள் காற்று மண்டலத்தின் மொத்த ஈரத்தில் 90% அடங்கிவிடுகிறது. சுமார் 10 கி.மீ. உயரத்திற்கு மேல் மொத்த ஈரத்தின் சுமார் 1% தான் உள்ளது, என்று கணக்கிட்டிருக்கிறார்கள். கீழ்க்காணும் அட்டவணையிலிருந்து, காற்று மண்டலத்தின் முக்கியமான வாயுக்களின் விகிதம் ஈரத்தின் மாற்றத்திற்கேற்ப எவ்வாறு வேறுபடுகின்றது என்பதை அறியலாம். (அட்டவணை 2-2).

அட்டவணை 2-2

ஈரத்தின் மாறுபடும் தன்மையும் காற்று மண்டலத்தின் முக்கியமான வாயுக்களின் விகித மாற்றமும் (சதவிகிதத்தில்)

நீராவி (Water Vapour)	நைட்ரஜன்	ஆக்ஸிஜன்	ஆர்கான்
0%	78·08	20·95	0·93
1%	77·30	20·74	0·92
2%	76·52	20·53	0·91
3%	75·74	20·32	0·90
4%	74·96	20·11	0·89

மிகவும் வெப்பமான இடங்களில் உயர்ந்த காற்று வீசும் பொழுது அதிலுள்ள ஈரம் அநேகமாக 0% ஆக இருக்கும். காற்றிலுள்ள ஈரத்திற்கும், வானிலைக்கும் மிக நெருங்கிய தொடர்பு உண்டு. ஏனெனில் இதுதான் மேகங்கள், மூடுபனி, மழை, கல்மாரி (hail) முதலியன உண்டாவதற்குக் காரணமாக இருக்கிறது. மேலும் இது பூமியை நோக்கி வரும் சூரிய ஆற்றலையும் (solar energy) பூமியிலிருந்து எதிரொலிக்கப்பட்ட ஆற்றலையும் உட்கிரகிப்பதால் புயல்கள் உருவாவதற்கும், வளர்வதற்கும் காரணமா-

கின்றது. இதனால் காற்று மண்டலத்தின் நிலையான தன்மை பெரிதும் பாதிக்கப்படுகிறது.

2-3. காற்றுமண்டலத்தின் அமைப்பு (Structure of the atmosphere)

டிராப்பாஸ்பியர்: வானிலைக்கு ஒப்ப காற்று மண்டலத்தைப் பல பகுதிகளாகப் (layers) பிரிக்கலாம். பூமியிலிருந்து சில மைல்கள் வரை பரவிக் கிடக்கும் காற்று மண்டலத்தை ட்ராப்பாஸ்பியர் (troposphere) என அழைக்கிறோம். (படம் 2-1) காற்றின் பெருமளவு இப் பகுதியில்தான் குவிந்திருக்கின்றது. மழை, இடி, மின்னல், மூடுபனி, மேகம் முதலியன தோன்றுவதும் மாறுவதும் இப் பகுதியில்தான். இப் பகுதியில் மேலே செல்லச் செல்ல வெப்பநிலை குறைந்துகொண்டே வருகிறது. ஆனால் உயரச் செல்லச் செல்ல காற்றோட்டம் அதிகமாகிக்கொண்டே சென்று கடைசியில் உச்சநிலையை அடைகிறது. ட்ராப்பாஸ்பியரின் மேற்பகுதி டிரோபோபாஸ் (tropopause) எனப்படும். இப்பகுதியில் காற்று கலப்பதில்லை. இதன் உயரம் புவி நடுக்கோட்டிலிருந்து (equator) சுமார் 18 கி.மீ. ஆகும் (59,000 அடி). ஒவ்வொரு கி. மீட்டர் உயரத்திற்கும் வெப்பநிலை சுமார் 6·5°C. (ஒவ்வொரு ஆயிரம் அடிக்கும் 3·6°F) குறைந்துகொண்டே செல்வதால், புவிநடுக்கோட்டின் மேற்பகுதியில் அமைந்துள்ள டிரோபோபாஸின் வெப்பநிலை மிகக் குறைந்த நிலையை அடைகிறது. சுமார் 17 முதல் 20 கி மீ. உயரத்தில் வெப்பநிலை — 85°C (—121° F) ஐ அடைகிறது. புவித் துருவங்களில் (poles of the earth) 7 முதல் 10 கி.மீ. உயரத்தில் வெப்பநிலை —60°C (–76°F) தான்.

டிரோபோபாஸ் பகுதியை மேகங்களும், புயல்களும் உண்டாவதற்கு மேல் வரம்பு எனக் கூறலாம். வெப்பநிலை இப்பகுதிக்கு மேல் தலைகீழ் மாற்றம் (inversion) அடைகிறது. ஏனெனில் கீழ்ப் பகுதியிலிருந்து இப்பகுதிவரை வெப்பநிலை குறைந்துகொண்டே வந்து அதன் பின்பு காற்றின் வெப்பநிலை அதிகமாகிறது.

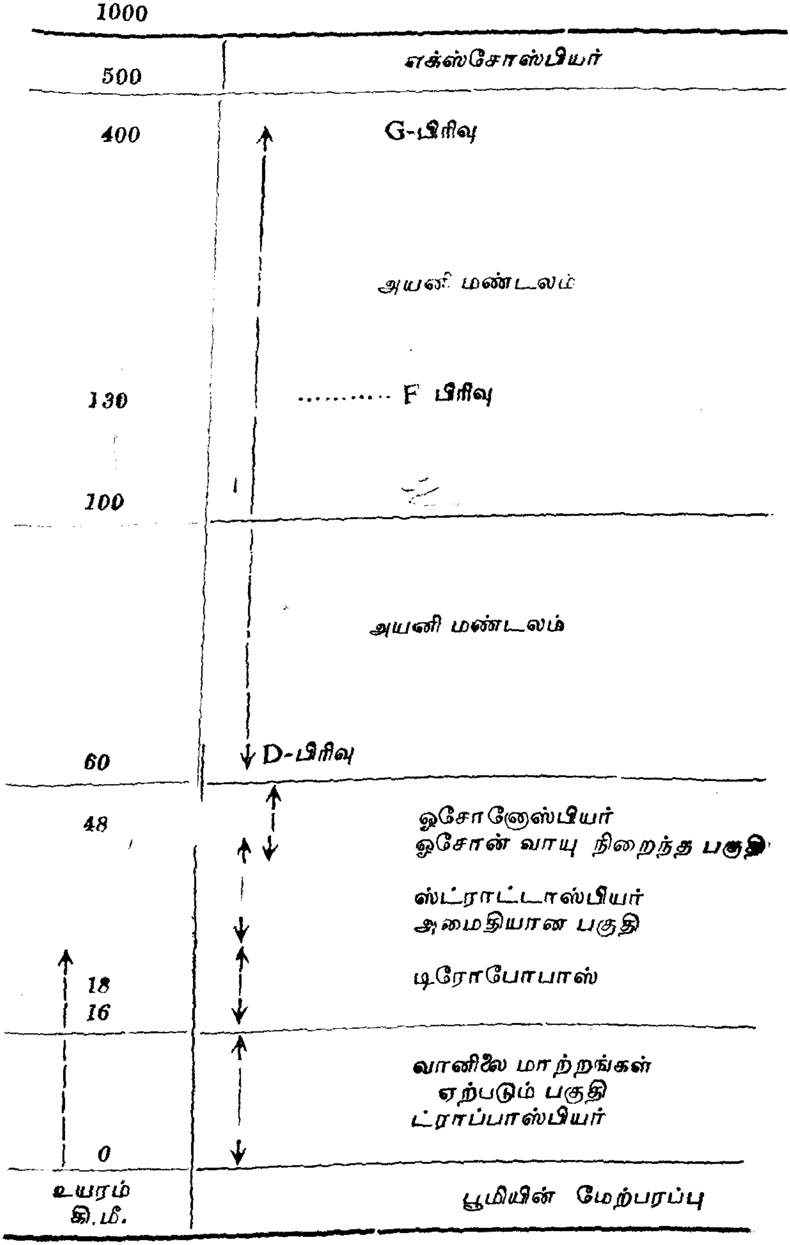
ஸ்ட்ராட்டாஸ்பியர் (Stratosphere): டிரோபோபாஸ்க்கும் மேலே இருக்கும் காற்று மண்டலப் பகுதிக்கு ஸ்ட்ராட்டாஸ்பியர் எனப் பெயர். இது ஓசோன் அடர்ந்து காணப்படும் பகுதியின் மேல் மட்டமாகும். (படம் 2-1) இப்பகுதியில் மேகங்கள் உண்டாவதில்லை. இதை அமைதியான பகுதி என அழைக்கலாம். இதில் வெப்பநிலை அநேகமாக மாறாமல் இருக்கும். இல்லையென்றால் வெப்பநிலை உயரச் செல்லச் செல்ல மிக மெதுவாக அதிகமாகிறது. இந்த நிலை சுமார் 30 முதல் 35 கி.மீ. வரை நீடிக்கிறது. இதன் பிறகு ஒவ்வொரு கி.மீ. உயரத்திற்கும் வெப்பநிலை 5°C வீதத்தில்

அதிகமாகி, சுமார் 50 முதல் 60 கி.மீ. வரை உயர்ந்துகொண்டே செல்கிறது. இப் பகுதியில் வெப்பநிலை 290°K முதல் (27°C) 350°K வரை (77°C) இருப்பதாக அறியப்படுகிறது. 60 கி. மீட்டர் உயரத்திற்கு மேல் வெப்பநிலை மறுபடியும் குறைந்துகொண்டே வந்து சுமார் 70—80 கி. மீட்டர் உயரத்தில் 200°K (—73°C) முதல் 250°K (—23°C) வரைவெப்பநிலையை அடைகிறது.

அயனிமண்டலம் (Ionosphere): சுமார் 60 கி. மீட்டர் உயரத்திற்கு மேல் உள்ள காற்று மண்டலத்தை அயனிமண்டலம் எனக் கூறுகிறோம். (படம் 2-1) உலகத்தில் உள்ள பல பகுதிகளுக்கும் ரேடியோ ஒலி பரப்பிற்கு (radio broadcasting) இப் பகுதி மிகவும் அவசியமானது. சூரியனிடமிருந்து வரும் புறவூதாக்கதிர்வீச்சு (ultra violet radiation) அல்லது விண்வெளியிலிருந்து (space) வரும் காஸ்மிக் கதிர்கள் (cosmic rays) இப்பகுதியில் உள்ள வாயுவில் உள்ள அணுக்களில் மோதி எலெக்டிரான்களை (electrons) அகற்றுகின்றன. இவ்வாறு அணுக்களிலிருந்து எலெக்ட்ரான்கள் அகற்றப் படுவதை அயனியாக்கல் (ionisation) என்கிறோம். இந்த முறையில் அதிக அளவில் வாயுக்கள் அயனியாக்கப்பட்டு, அயனிகள் (ions) நிறைந்து காணப்படுவதால் இப்பகுதி அயனிமண்டலம் எனப் பெயர் பெற்றது. அயனியாக்குவதற்கு வாயுவின் அழுத்தம் மிகக் குறைவாக இருத்தல் வேண்டும். வாயு மண்டலத்தின் இப் பகுதியில் அழுத்தம் குறைவாக இருப்பதால் அயனியாக்குதல் எளிதாக நடைபெறுகிறது.

அயனிமண்டலம் D, E, F, G எனப் பல படலங்களைக் (layer) கொண்டது. சராசரி 90 கி.மீ. வரை உள்ளது D படலாகும். இது குறைவு அதிர்வெண் ரேடியோ அலைகளை (low frequency radio waves) எதிரொலித்துப் பூமிக்கு அனுப்புகிறது. சூரியனின் புறவூதாக் கதிர்வீச்சினால் ஆக்ஸிஜன் மூலக்கூறுகளில் பிரிகை (dissociation) ஏற்பட்டு இப்படலம் உருவாகிறது. இதற்கும் சூரியனின் கதிர்வீச்சிற்கும் (solar radiation) நெருங்கிய தொடர்பு இருக்கிறது. சூரியன் மறைந்தவுடன் இதுவும் மறைந்துவிடுகிறது.

அடுத்தது E-படலமாகும். இது 90 கி. மீட்டர் முதல் 130 கி. மீட்டர் உயரம் வரை பரவியுள்ளது. இது உயர் அதிர்வெண் ரேடியோ அலைகளையும் (high frequency radio waves) நடுத்தர அதிர்வெண் அலைகளையும் (medium waves) எதிரொலித்துப் பூமிக்கு அனுப்புகிறது. சில சமயங்களில் தனிப்பட்ட சூழ்நிலைகளில் உருவாகும் படலத்தை ஸ்பூராடிக் E-படலம் (sporadic E-layer) எனக் கூறுகிறோம். ஒரு வகையான மேகங்கள் இப்பகுதியில் உண்டாகின்றன என்று கருதப்படுகிறது. மேலும் மணிக்கு 300 மைல்கள்



படம் 2-1. காற்று மண்டலத்தின் செங்குத்து அமைப்பு

வேகத்தில் செல்லும் காற்றோட்டமும் சுமார் 110 கி. மீட்டர் உயரத்தில் உண்டாகிறதென்று ஓ. பீ. ஃபெரல் (Ferrell) என்பவர் கூறுகிறார்.

F-படலத்தை F_1, F_2, என்று இரண்டு பிரிவுகளாகப் பிரிக்கலாம். சூரியன் மிக உயரத்தில் இருக்கும்பொழுது பகலில் மட்டும் தோன்றுவது F_1-படலம். இது இரவில் F_2-படலத்துடன் சேர்ந்துவிடுகிறது.

F_2 படலம் அடிக்கடி மாறுகின்றது. இது தொலை தூர ரேடியோ போக்குவரத்து முறைக்கு (long distance radio communication) பெரிதும் பயன்படுகின்றது. இதுவும் சூரியனில் சில மாற்றங்கள் ஏற்படும்பொழுது மாறுகிறது. இதன் சராசரி உயரம் சுமார் 300 கி. மீட்டராகும் சுமார் 400 கி. மீட்டர் உயரத்தில் இருப்பது G-படலம் எனப்படும்.

எக்ஸாஸ்பியர் (Exosphere): காற்று மண்டலத்தின் உயரம் பூமியிலிருந்து அதிகமாக அதிகமாக வாயுவின் அடர்த்தியும் குறைந்து கொண்டே வருகிறது. இதனால் துகள்கள் (particles) ஒன்றுடன் ஒன்று மோதுதல் (collision) மிக மிகக் குறைவாக ஏற்படுகிறது. இதற்கும் மேல் உள்ள பகுதி மாறுநிலை மட்டம் (critical level) என்று குறிப்பிடப்படுகிறது. துகள்கள் மிகக் குறைவான அளவில் மோதும் இப் பகுதி எக்ஸாஸ்பியர் எனப்படும். (படம் 2.1) இதுதான் காற்று மண்டலத்தின் கடைசிப் பகுதி (outermost region) யாகும். இதன் உயரம் சுமார் 500 கி.மீ. முதல் 1,000 கி.மீ. வரை இருக்கலாம் என நம்பப்படுகிறது. இதன் கீழ்ப்பகுதியில் வெப்பநிலை சுமார் 1,500°C ஆகும். மேற்பகுதியின் வெப்பநிலை சுமார் 10,000°C ஆகும்.

காற்று மண்டலத்தின் முழுச் செங்குத்து அமைப்புப் படம் 2-1-ல் கொடுக்கப்பட்டுள்ளது.

3. காற்றின் வெப்பமும் வெப்பநிலையும்

3-1. வெப்பத்திற்கும் வெப்பநிலைக்கும் உள்ள வேற்றுமை

காற்றின் வெப்பத்தையும் வெப்ப நிலையையும் (heat and temperature) அறியும் முன்பு, இவ்வார்த்தைகளின் பொருளைச் சரிவரத் தெரிந்து கொள்ளுதல் அவசியம். ஏனெனில் இவையிரண்டும் குழப்பத்தைத் தருவன. பொருள்களின் (matter) மூலக்கூறு கொள்கையின்படி (molecular theory) வெப்பம் என்பது பொருளிலுள்ள மூலக்கூறுகள் நகருவதால் ஏற்படும் மொத்த இயக்க ஆற்றலைக் (total kinetic energy) குறிக்கின்றது. ஒரு பொருளின் வெப்பம் அதிகமென்றால், அதன் மூலக்கூறுகளின் மொத்த இயக்க ஆற்றல் அதிகமென்று பொருள். வெப்பம் குறைந்த பொருளின் மூலக்கூறுகளின் மொத்த இயக்க ஆற்றல் குறைவாக இருக்கும். ஆனால் வெப்பநிலை என்பது பொருளிலுள்ள மூலக்கூறுகளின் சராசரி இயக்க ஆற்றலைக் (average kinetic energy) குறிக்கின்றது. உதாரணமாக ஒரு பெரிய பனிக்கட்டியின் வெப்ப ஆற்றல் மிக அதிகமாக இருக்கலாம். காரணம், அதனுள் அதிக அளவு மூலக்கூறுகள் இருக்கின்றன. ஆனால் அதன் வெப்பநிலை குறைந்திருக்கும். ஏனெனில் மூலக்கூறுகளின் சராசரி இயக்கம் (average motion) குறைவு.

3-2. வெப்ப எண் (Specific Heat).

ஒரு பொருளின் வெப்ப அடக்கம் (heat content), அதன் வெப்ப நிலை, நிறை (mass), ஆக்கக்கூறுகள் (composition) ஆகியவைகளைப் பொறுத்ததாகும். இவைகளில், முதலில் குறிப்பிட்ட இரண்டும் ஏற்கனவே விளக்கப்பட்டுள்ளன. ஒரு பொருள் வெப்பத்தைத் தன்னகத்தே வைத்துக்கொள்ளும் சக்தி மூன்றாவதாகக் கூறிய ஆக்கக் கூறுகளின் தன்மையைப் பொறுத்தது. உதாரணமாக, வெள்ளியால் செய்த ஒரு நாணயத்தை எடுத்துக்கொள்வோம். அதன் வெப்ப அளவை வெப்ப நிலை ஒன்றால்தான் மாற்ற முடியும். காரணம் வெப்பநிலை மாறும்பொழுது மூலக்கூறுகளின் இயக்கம்

(motion) மாறுவதால் மொத்த மூலக்கூறு ஆற்றலும் (total molecular energy) வேறுபடுகின்றது. ஆனால் மூலக்கூறுகளின் எண்ணிக்கையும் வகையும் மாறாமல் இருக்கின்றன. இதிலிருந்து வெப்ப அளவிற்கும், வெப்ப நிலைக்கும் நெருங்கிய தொடர்பு உள்ளது என்பதை அறிகிறோம். சில பொருள்கள் வேகமாகவும் வேறு சில மெதுவாகவும் வெப்பம் அடைகின்றன. அதாவது, குறிப்பிட்ட நிறையுடைய பொருளை ஒரு குறிப்பிட்ட அளவு வெப்ப நிலைக்கு உயர்த்துவதற்குவேண்டிய வெப்பம், பொருளுக்குப் பொருள் மாறுபடுகிறது. இதனைத்தான் பொருளின் வெப்ப எண் (specific heat) எனக் கூறுகிறோம். காற்று மண்டலத்தில் பல வகைப்பட்ட பொருள்கள், பலவகை வெப்பநிலைகளில் இருப்பதால், அவைகளின் வெப்ப எண் வானிலைக்குப் பெரிதும் துணைபுரியும்.

வெப்ப எண்ணை, கலோரி (calorie) என்ற அலகால் அளக்கிறோம். ஒரு கிராம் நீரை 1°C உயர்த்துவதற்குத் தேவையான வெப்பம் கலோரி எனப்படும். அதேபோல் ஒரு கிராம் பொருளை 1°C உயர்த்துவதற்கு எத்துணை கலோரி வெப்பம் தேவையோ அதற்கு அப்பொருளின் வெப்ப எண் என்று பெயர். இது பொருளுக்குப் பொருள் மாறுபடும். உதாரணமாக, ஒரு கிராம் தகரத்தின் (tin) வெப்ப நிலையை 1°C உயர்த்துவதற்கு, 0·05 கலோரி வெப்பம் தேவை. அதே நிறையுள்ள தாமிரத்தின் (copper) வெப்ப நிலையை 1°C உயர்த்துவதற்கு 0·09 கலோரி தேவைப் படுகிறது.

பின்வரும் அட்டவணையில் (3·1) சில பொருள்களின் வெப்ப எண்கள் கொடுக்கப்பட்டுள்ளன.

சில பொருள்கள் வேகமாகவும் வேறு சில மெதுவாகவும் வெப்பமடைவதால், ஒரே வெப்பநிலையில் உள்ள வேறுபட்ட பொருள்கள் வெவ்வேறு அளவு வெப்பத்தைத் தம்மிடம் சேர்த்து வைக்கின்றன, என்பது தெளிவாகிறது. பொதுவாக, தண்ணீரின் வெப்ப எண் (அம்மோனியா ஹைட்ரஜன் நீங்கலாக) மற்ற எல்லாப் பொருள்களின் வெப்ப எண்ணைவிட அதிகமாகும். ஆகையால், அது மற்ற பொருள்களைவிட மிக அதிகமான வெப்பத்தைத் தன்னகத்தே சேர்த்து வைக்கின்ற ஆற்றல் கொண்டுள்ளது. நீரின் இத் தன்மை மனித வாழ்க்கைக்குப் பெரிதும் உதவுகிறது. வானிலையை அறியவும் நீரின் இவ்வியல்பு துணை புரிகிறது. பொறி வண்டிகளின் (automobiles) கதிர்வீசியில் (radiator) நீர் குளிராக்கியாகப் (coolant) பயன்படுவதும் இதனால்தான்.

அட்டவணை 3-1

வெப்ப எண் (15°C-ல்)

திடப் பொருள்	வெப்ப எண்	திரவப் பொருள்	வெப்ப எண்	வாயு (நிலையான அழுத்தத்தில்) (constant pressure)	வெப்ப எண்
பனிக் கட்டி	0·49	அம்மோனியா	1·12	ஹைட்ரஜன்	3·3890
கண்ணாடி	0·11 முதல் 0·20 வரை	நீர்	1·00	நீராவி (100°C)	0·4820
		கார்பன்-		நைட்ரஜன்	0·2477
தாமிரம்	0·09	மெட்ரா	0·20	காற்று	0·2396
வெள்ளி	0·06	குளோரைடு		ஆக்ஸிஜன்	0·2178
தகரம்	0·05	ஈத்தைல்			
தங்கம்	0·03	ஆல்கஹால்	0·56		

3-3. வெப்பம் செலுத்துகை

வெப்பம் வானிலையின் மிக முக்கியமான உட்கூறாக இருப்பதால் அது ஓரிடத்திலிருந்து மற்றொரு இடத்திற்கு எவ்வாறு செல்கிறது, என்பதைத் தெரிந்துகொள்வது மிகவும் அவசியமாகும். வெப்பம் மூன்று முறைகளில் ஒரு பகுதியிலிருந்து மற்றொரு பகுதிக்குச் செல்கிறது. அவை வருமாறு:

1. வெப்பக் கடத்தல் (Conduction)
2. வெப்பச் சலனம் (Convection)
3. வெப்பக் கதிர்வீச்சு (Radiation)

வெப்பக் கடத்தல்: பொருளின் மூலக் கூறுகளின் வழியாக அதன் ஒரு பகுதியிலிருந்து மற்றொரு பகுதிக்கு வெப்பச் செலுத்துகை நிகழ்வதை வெப்பக் கடத்தல் என்கிறோம். உதாரணமாக, இரும்புத் தண்டின் (iron rod) ஒரு நுனியை வெப்பப்படுத்தினால் மறுநுனியும் வெப்பமடைந்துவிடுகிறது. இரும்பின் ஒரு நுனியை வெப்பமாக்கும்பொழுது அங்குள்ள மூலக்கூறுகளில் ஆற்றல் அதிக

மாகிறது. அவை இவ்வாற்றலைப் பக்கத்தில் உள்ள மூலக்கூறு களுக்குக் கொடுக்கின்றன. இதனால் வெப்பமடைந்த மூலக்கூறுகள், அவைகளின் அடுத்துள்ள மூலக்கூறுகளுக்கு வெப்பத்தைக் கொடுக் கின்றன. இவ்வாறாக இரும்பின் மூலக்கூறுகள் அனைத்தும் அடுத் தடுத்து வெப்பமடைகின்றன. ஆனால், இதில் மூலக்கூறுகள், அவை இருக்கும் இடத்திலேயே நிலையாக இருக்கின்றன. இடம் பெயர்வ தில்லை. இத்தகைய வெப்பக் கடத்தல் இரு நுனிகளுக்குமிடையே வெப்பநிலை வேறுபாடு இருக்கும்போது மட்டுமே நடைபெறும்.

ஒரு செ.மீ. தடிப்பும், ஒரு ச.செ.மீ. பரப்பளவும் உள்ள ஒரு தகட்டின் (plate) இரு பக்கங்களும் $1^{\circ}C$ வித்தியாசத்தில் இருக்கும் பொழுது எவ்வளவு வெப்பம் (கலோரியில்) ஒரு பக்கத்திலிருந்து மறு பக்கத்துக்குக் கடத்தப்படுகிறதோ, அது அப்பொருளின் தற் கடத்துத் திறன் ஆகும். (specific conductivity). இது பொருளுக் குப் பொருள் மாறுபடும். உலோகங்கள் எளிதில் கடத்திகள் (good conductors) உதாரணமாக; வெள்ளி, தாமிரம் அலுமினியம் முதலியன. அலோகங்கள் (non-metals) அரிதிற் கடத்திகள் (poor conductors). உதாரணம்: கண்ணாடி, பிளாஸ்டிக், திரவங்கள், வாயுக்கள் முதலியன. நாம் சூடான காப்பியை அலுமினியக் கோப்பையில் அருந்தும்பொழுது, நமது உதடுகள் கருகிவிடும். ஏனெனில் அலுமினியம் வெப்பத்தை மிக வேகமாகக் கடத்துகிறது. ஆனால் பீங்கானில் (porcelain) காப்பி குடிக்கும்போது அவ்வாறு ஏற்படுத்துவதில்லை. காரணம் பீங்கான் ஒரு அரிதிற் கடத்தி யாகும். பொருள்களின் வெப்பக்கடத்துத் திறன் பின்கண்ட அட்டவணையில் (3-2) கொடுக்கப்பட்டுள்ளது.

பின்வரும் அட்டவணையிலிருந்து காற்றின் வெப்பக்கடத்துத் திறன் மிகக் குறைவு என்பதை அறியலாம். ஆகையால் இந்த முறையில் காற்றுமண்டலத்தில் வெப்பம் செலுத்துகை நிகழ் வது அரிது. மேலும், காற்றுமண்டலத்தில் அடுத்தடுத்த பகுதிகளில் அதிக வெப்பநிலை வேறுபாடு இருப்பதில்லை மிகத் தொலைவில் பிரிக்கப்பட்ட பகுதிகளுக்கு இடையேதான் ஓரளவு வேறுபாடு காணப்படும். பூமியின் வெப்பம் அதன் அருகில் உள்ள காற்றுமண்டலத்தின் ஊடே இரவு முழுதும் சுமார் 5 அல்லது 6 அடி உயரமே கடந்து செல்லுகிறது! அதுவும் கடுமையான கோடை காலத்தில்தான். இதனால் காற்று சிறிது வெப்பமடைகிறது. கடுமையான குளிர்காலத்தில் இதற்கு நேர்மாறான விளைவு ஏற்படு கின்றது.

Convection

வெப்பச் சலனம் : இது கடத்தல் முறையைவிட வேகமாக நடைபெறுகிறது. பொதுவாக திரவ, வாயுப்பொருள்களில்தான்

அட்டவணை 3-2
பொருள்களின் தற்கடத்துத் திறன் (18°C-ல்)

உலோகங்கள்	தற்கடத்து திறன்	அலோகங்கள் (திடநிலையில்)	தற்கடத்து திறன்
வெள்ளி	1·006	கிராஃபைட் (Graphite)	0 012
தாமிரம்	0·918		
தங்கம்	0·700	பாறை	0 00667
அலுமினியம்	0·504	பனிக்கட்டி	0 005
இரும்பு	0·161	மணல்	0·003
பாதரஸம்	0 019	கண்ணாடி	0 002
		செங்கல்	0·0015
		இரப்பர்	0·00045
		தக்கை (Cork)	0·00013

திரவம்	தற்கடத்து திறன்	வாயு	தற்கடத்து திறன்
நீர்	0·0013	ஹைட்ரஜன்	0 00033
ஈதைல் ஆல்கஹால்	0·00042	காற்று	0·0000568
		கார்பன்-டை ஆக்சைடு	0·0000307

இது நிகழ்கிறது. (வெப்பச் சலத்தைக் கிடைச் சலனம் (advection) என்ற முறையோடு சேர்த்து நோக்கும்பொழுது இது வானிலையியலுக்கு மிகவும் முக்கியமானதாகிறது. இவ்விரண்டு முறைகளுக்கும் வானிலையியலின் அடிப்படையில்தான் வேறுபாடு உண்டாகிறது. பாய் மத்தில் (fluid) மேலும் கீழும் (up and down) இயக்கம் ஏற்படும்பொழுது அது சலனம் (convection) எனப்படும்; கிடைமட்டமாக (horizontally) ஒரு பகுதியிலிருந்து மற்றொரு பகுதிக்கு

இயக்கம் (to and fro motion), ஏற்படும்பொழுது அதைக் கிடைச் சலனம் (advection) என்கிறோம். உதாரணமாக, காற்று நிலப் பரப்பின் சூட்டினால், வெப்பமடைந்து உயரச் செல்வது சலன மாகும். (கடலிலிருந்து நிலப்பகுதிக்குக் காற்று செல்வது கிடைச் சலனம் எனப்படும்.)

மேற்கூறிய இரண்டு முறைகளும் சம அளவில் ஏற்படுகின்றன என்று கொள்ளலாம். (காற்று மண்டலத்தில் பெருமளவு வெப்பம் இம் முறைகளால்தான் செலுத்தப்படுகிறது. காற்று, சூடான நிலப்பகுதிகளில் வெப்பமடைந்து வெப்பம் குறைவான பகுதிக்குச் சென்று அங்கு அதன் வெப்பத்தைக்கொடுத்து, குளிர்ச்சியடை கிறது. இது காற்றுமண்டலத்தில் தொடர்ந்து நடைபெறுவதால், அங்கு வெப்பச் சமநிலையை உண்டாக்குவதற்குப் பெரிதும் துணை புரிகிறது.

வெப்பக் கதிர்வீச்சு : இது வெற்றிடத்தின் வழியாயும், அலை இயக்கத்தினால் ஆற்றலைச் செலுத்துவது. கதிர்வீச்சு ஆற்றல் (radiant energy) ஒளியின் வேகத்தில் (வினாடிக்கு 1,86,000 மைல் கள்) செலுத்தப்படுகிறது. இம் முறையில்தான் சூரியனிலிருந்து பூமிக்கும் பூமியிலிருந்து விண்வெளிக்கும் செல்லும் வெப்பம் செல்லுகிறது. ஒரு பொருளிலிருந்து வெளிச்செல்லும் கதிர்வீச்சு ஆற்றல், அப்பொருளின் வெப்பநிலை, நிறம் (colour) மேற்பரப்பின் இயல்பு (nature of surface) முதலியவற்றைப் பொருத்ததாகும். ஒரு பொருளின் உட்கவரும் (absorption) சக்தியைத் தீர்மானிப்பதும் இவைகளேயாகும்.

ஒரு நிறைக் கதிர்வீசி (perfect radiator), கரும்பொருள் (black body) எனப்படும். கருமை நிறத்திற்கும் இப்பொருளுக்கும் எவ் விதத் தொடர்பும் இல்லை. கரும்பொருள் என்பதின் கருத்து அதன் மேல் விழும் எல்லா அலைநீள ஆற்றல்களையும் உட்கவருகிறது, வெளிவிடுகிறது, என்பதாகும். உதாரணமாக நமது பூமியின் மேற்பரப்பு, சூரியன், முதலியன கரும்பொருள்கள் ஆகும். ஆனால், சில வாயுக்கள், குறிப்பாக நமது காற்றுமண்டலத்தில் உள்ளவை கரும் பொருளைப்போல, எல்லா அலைநீளக் கதிர்வீச்சுக் களையும் உட்கவரவோ, அல்லது வெளிவிடவோ செய்வதில்லை. இவ்வாயுக்கள், அதே வெப்பநிலையில், ஓர் குறிப்பிட்ட அலைநீளக் கதிர்வீச்சைத்தான் உட்கவரவோ அல்லது வெளிவிடவோ செய்கின் றன. இதற்குத் தேர்ந்து உட்கவர்தல் அல்லது சேர்ந்த வெளியீடு (selective absorption or emission) எனப் பெயர். காற்றுமண்ட லத்தில் உள்ள வாயுக்களின் இத் தன்மை வானிலை ஆய்வுக்குப் பெரிதும் வேண்டப்படுவதாகும்.

வெப்பக்கதிர் வீசலில் இரண்டு பௌதிக விதிகள் (physical laws) முக்கியமானவையாகும். இவைகளில் ஒரு விதியானது, ஸ்டீஃபான்-போல்ட்ஸ்மன் விதி (Stefan-Boltzman law) எனப் படும். இது ஒரு பொருள் வெளிவிடும் கதிர்வீச்சின் செறிவையும் (intensity) அப் பொருளின் வெப்பநிலையையும் இணைப்பதாகும். பொருளால் வெளியிடப்பட்ட கதிர்வீச்சின் செறிவு, பொருளின் தனி வெப்பநிலையின் நான்காம் படிக்கு (T^4) நேர்விகிதத்தில் இருக் கிறது.' அதாவது I (செறிவு) α T^4

ஆகையால், $I = \sigma T^4$

இதில் σ என்பது ஸ்டீஃபான்-போல்ட்ஸ்மன் மாறிலி(constant) ஆகும். செறிவை கலோரி/ச. செ.மீ./நிமிடம் என்ற அலகிலும், மாறிலியை (σ) கலோரி/ச. செ.மீ./நிமிடம்/டிக்ரி^{4} என்ற அலகி லும் குறிக்கிறோம். இவ் விதியிலிருந்து, பொருளின் வெப்ப நிலையை இரண்டு மடங்காக்கினால், அது வெளியிடும் ஆற்றல் 16 மடங்காக உயரும் என அறிகிறோம். இதன் காரணமாகத் தான் மின்சார விளக்குகளின் இழை (filament) அதிக வெப்ப நிலையில் இருக்கவேண்டுமென நாம் விரும்புகிறோம். சூரியனின் மேற்பரப்பில் அதன் ஒளிக்கதிரின் செறிவைப் பின்வருமாறு கணக் கிடலாம்.

விதியின்படி,

$$I = \sigma T^4 \cdots\cdots\cdots\cdots (3 \cdot 1).$$

$$\sigma = 82 \times 10^{-12} \text{ கலோரி/செ.மீ.}^2\text{/நிமிடம்/டிகிரி}^4.$$

சூரியனின் மேற்பரப்பு வெப்பநிலை $T = 6000°k.$

$$\therefore \quad I = 83 \times 10^{-12} \times (6000)^4$$

அதாவது $I = 106,400$ கலோரி/செ.மீ.^{2}/நிமிடம்

மற்றொரு விதி, பொருளால் வெளியிடப்படும் அலை நீளத்தை யும், அப்பொருளின் வெப்பநிலையையும் இணைப்பதாகும். இதனை வியன் பெயர்ச்சி விதி (Wien's displacement law) என்கிறோம். இவ் விதியைப் பின்வருமாறு கூறலாம். பொருளின் வெப்பநிலை அதிக மாக அதிகமாக அது வெளியிடும் கதிர்வீச்சின் அலைநீளமும் குறைந்துகொண்டே வருகிறது. அதாவது

$$\lambda_{\text{பெருமம்}} \; T = w \cdots\cdots\cdots (3 \cdot 2)$$

λ பெருமம் → என்பது ஒரு பொருள் பெரும ஆற்றலை (maximum energy) வெளியிடும்பொழுது, அவ்வாற்றலுக்குரிய அலை நீளமாகும்.

T → என்பது தனி வெப்பநிலை.

w → என்பது வியன் மாறிலி.

சூரியனின் பெரும் ஆற்றலுக்குரிய அலைநீளம் 0·49 மைக்ரான் ஆகும். (1 மைக்ரான் = 10^{-6} மீட்டர்) இதிலிருந்து சூரியனின் மேற்பரப்பு வெப்பநிலையைப் பின்வருமாறு கணக்கிடலாம்.

விதியின்படி λ பெருமம் T = w

ஆனால் W = 2940 (λ மைக்ரானில் இருக்கும்போது)

$$T = \frac{w}{\lambda} = \frac{2940}{0 \cdot 49}$$

$$T = 6000^\circ k.$$

3-4. சூரிய வெப்பம்

நமது சூரியனை ஒரு சராசரி விண்மீன் (average star) எனக் கொள்ளலாம். இது தொடர்ந்து கதிர்வீச்சுகளை (radiations) வெளி விட்டுக்கொண்டே இருக்கின்றது. இதனைச் சூரியக் கதிர் வீச்சு (solar radiations) எனக் கூறுகிறோம். நமது காற்று மண்டலத்தின் வெப்பத்திற்குக் காரணம் சூரியக் கதிர்வீச்சுகளேயாகும். இதுவே வானிலையின் மாற்றங்களுக்கும் பெரிதும் காரணமாக இருக்கின்றபடியால், இதனைப்பற்றி மேலும் பல உண்மைகளை அறிதல் அவசியமாகும்

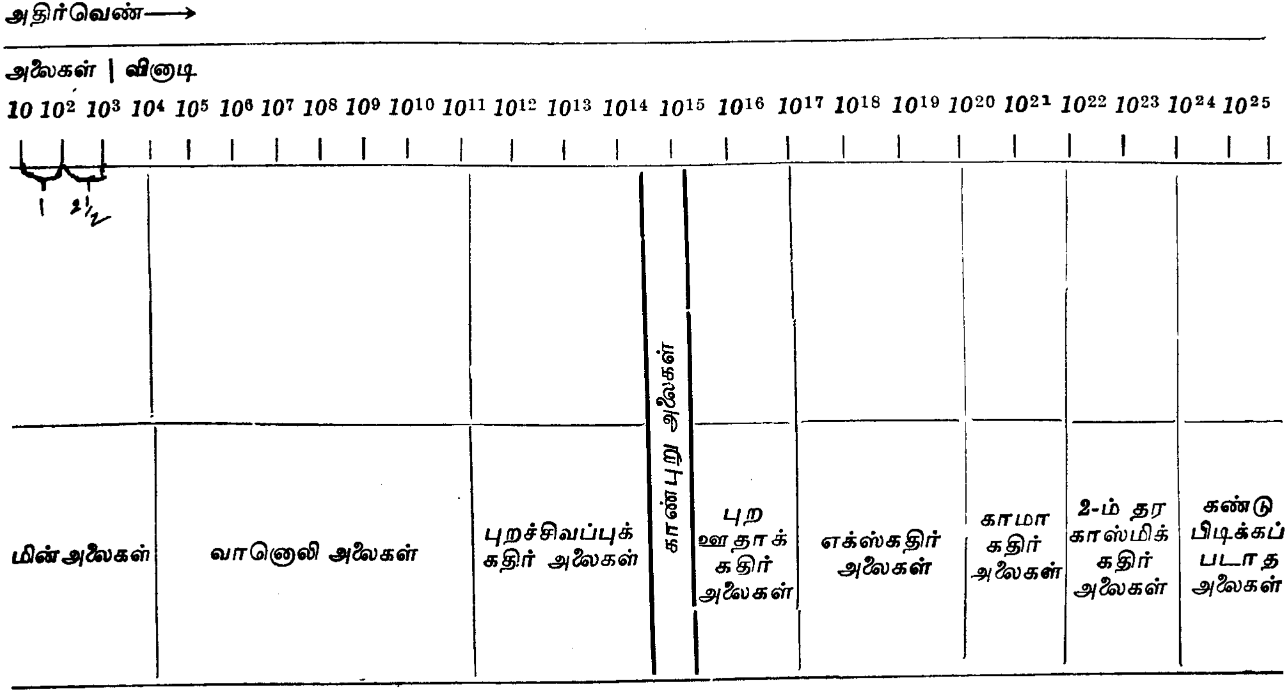
சூரிய ஒளி விநாடிக்கு 1,86,000 மைல்கள் வேகத்தில் பூமியை அடைகிறது. சூரிய வெப்பமும் அதே வேகத்தில் வெப்பக்கதிர் வீச்சு வடிவில் பூமியைச் சேர்கிறது. இதனை மின்காந்த நிறமாலை (em spectrum) எனக் கூறுகிறோம்) பின்வரும் அட்டவணையில் இருந்து (அட்டவணை 3-3) கதிர்வீச்சுகளின் அதிர்வு எண்ணை (frequency) அறியலாம்.

இவ்வட்டவணையில் இருந்து சூரியன் ரேடியோ, காமா கதிர்கள் (gamma rays) வரை, வெவ்வேறு அதிர்வெண்களை உடைய கதிர்களை வெளியிடுகின்றது ~~என்பதை அறியலாம்~~. ஆனால் இவை அனைத்தும் ஒரே இயல்புடையவை (same nature). இவற்றைப் பகுத்தறியும் முறை (detection), உண்டாக்கும் விதம் (production) முதலியன முற்றிலும் வேறுபட்டவை. அவற்றின் குணங்களும் (properties) மாறுபட்டவை. இந்த வேறுபட்ட குணங்களையுடைய சூரிய கதிர்வீச்சுகளால்தான் காற்றுமண்டலத்தின் இயற்பியலைச் சரிவர அறிந்துகொள்ள முடியும்.

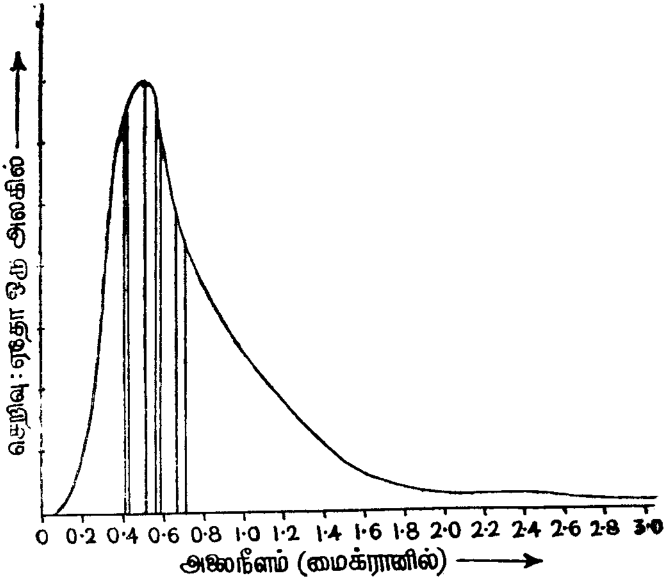
சூரியக் கதிர்வீச்சு, சுமார் 4900Å (Å = 10^{-8} செ.மீ.) அலைநீளமுள்ள பகுதியில்தான் (அதாவது நீல-பச்சை நிறப்பகுதி) மிக அதிகமான செறிவைக் (intensity) கொண்டிருக்கிறது. இதன் இரு

அட்டவணை 3-3

மின்காந்த அலைத்தொகுதி



புறங்களிலும் செறிவு மிக வேகமாகக் குறைகிறது. அலைநீளத்தைப் பொறுத்துச் செறிவு எவ்வாறு மாறுகிறது என்பதைப் (படம் 3-1) விளக்குகிறது. இதில் அலைநீளம் மைக்ரானில் ($\mu = 10^{-6}$ மீட்டர்) குறிக்கப்பட்டுள்ளது.



1Å = 10^{-10} மீட்டர் 1 மைக்ரான் (μ) = 10^{-6} மீட்டர்

புற ஊதா < 4000 Å	ஊதா : 4000 - 4240 Å
நீலம் : 4240 - 4912 Å	பச்சை : 4912 - 5750 Å
மஞ்சள் : 5750 - 5850 Å	ஆரஞ்சு : 5850 - 6470 Å
சிவப்பு : 6470 - 7000 Å	புறச்சிவப்பு > 7000 Å

படம் 3-1

செறிவுக்கும் அலைநீளத்திற்கும் உள்ள தொடர்பு

சூரியனின் வெப்பம் மிக அதிகமாக இருக்கும்பொழுது, பெருமச் செறிவு (maximum intensity) குறைந்த அலைநீளப் பகுதியில் ஏற்படுகிறது. சூரியனின் வெப்பம் குறைவாக இருக்கும் பொழுது, அது அதிக அலைநீளப் பகுதியில் உண்டாகின்றது. படத்தில் குறிக்கப்பட்டிருக்கும் சூரியக் கதிரின் பல அலைநீளங்களின் பங்கீடு (distribution) காற்றுமண்டலத்தை அடையும் முன்பு ஏற்படுகின்ற நிலையைத்தான் விளக்குகின்றது.

3-5. சூரியக் கதிர்வீச்சுகளின் விளைவுகள்

வானிலைக்கு, காற்றுமண்டலத்தில் சூரியக் கதிர்வீச்சுகள் ஏற்படுத்துகின்ற விளைவுகள் பெரிதும் பயன்படுகின்றன. வாயுவும் கதிர்வீச்சும் சேருகின்ற முறை, வாயுவின் இயல்பையும், கதிர் வீச்சின் அலைநீளத்தையும் பொருத்ததாகும். குறிப்பிட்ட அலை நீளக் கதிர்வீச்சுகள், சில வாயுக்களில் அவைகளைப் பாதிக்காமல், எளிதில் புகுந்து செல்லுகின்றன. ஆனால் அதே வாயு, மற்ற அலை நீளக் கதிர்வீச்சுகளை, அதனுள் புகுந்துசெல்ல அனுமதிப்பதில்லை. இந்தக் கதிர்வீச்சு வாயுவால் உட்கவரப்பட்டுவிட்டது என்கிறோம். இதனால் வாயு வெப்பமடைகிறது. காற்றுமண்டலத்தில் வெவ்வேறு இயல்புடைய வாயுக்கள் இருக்கின்றன. பலவகை அலைநீளக் கதிர்வீச்சுகளும் சூரியனிடமிருந்து வருகின்றன. இவை இரண்டும் சேர்க்கையடையும்பொழுது, காற்றுமண்டலத்தில் உள்ள வாயுக் களும் பல மாற்றங்கள் அடைகின்றன. இதனால் கதிர்வீச்சுகளின் ஆற்றலும் பலவகைகளால் குறைந்துவிடுகிறது. இவ்வாறு ஆற்றல் குறைக்கப்படும் பல வழிகளைக் கீழே காண்போம்.

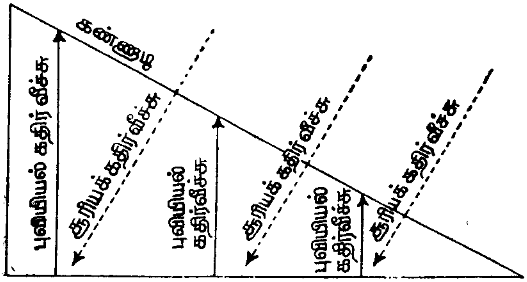
ஒளிச் சிதறல் (Light scattering) : ஒரு ஒற்றைநிற ஒளியானது (monochromatic light), மூலக்கூறுகள் நிறைந்த ஒளிபுகும் ஊடகத் தில் செல்லும்பொழுது, ஒளியின் ஒருபகுதி விலக்கப்பட்டு (deflected) எல்லாத் திசைகளிலும் செலுத்தப்படுகிறது. இதனைத் தான் ஒளிச் சிதறல் என்கிறோம். மூலக்கூறுகளின் விட்டம் கதிர் வீச்சுகளின் அலைநீளத்தைவிடக் குறைவாக இருந்தால்தான் உண்மையான சிதறல் நிகழும். இதனால் குறை அலைநீளக் கதிர் வீச்சுகளே, குறிப்பாக நீலக் கதிர்வீச்சுதான் அதிகமாகச் சிதறல் அடைகின்றது. ஆகாயம் நீலமாகத் தெரிவதற்குக் காரணம், காற்றின் மூலக்கூறுகள், நீலக் கதிர்வீச்சை சிதறச் செய்வதே யாகும். ஆக, சூரிய ஒளியில் உள்ள நீல நிறம் ஒளிச்சிதறலால் பெரும்பாலும் நீக்கப்பட்டுவிடுகிறது.

விரவல் எதிரொளிப்பு (Diffuse reflection) : ஒளிபுகும் ஊட கத்தின் மூலக்கூறுகளின் விட்டம், படுகதிரின் அலைநீளத்தைவிட அதிகமாக இருந்தால் ஏற்படும் சேர்க்கைக்கு விரவல் எதிரொளிப்பு எனப் பெயர். இது ஒளிச்சிதறலில் ஏற்படுவதுபோல், குறிப்பிட்ட ஒரு அலைநீளக் கதிர்வீச்சை மட்டும் பாதிக்காமல் எல்லாக் கதிர் வீச்சுகளையும் சமமாகப் பாதிக்கிறது. அதனால்தான் சூரியன், காண்பானின் (observer) பின்புறம் இருக்கும்பொழுது மேகங்களி லிருந்து எதிரொளிக்கப்பட்ட ஒளியானது மிக வெண்மையாகத் தெரிகிறது. இம்முறையில் சூரிய ஆற்றலின் ஒருபகுதி எதிரொளிக் கப்படுகிறது.

உட்கவர்தல் (Absorption) : சூரிய ஆற்றல், வாயுமண்டலத்தில் உள்ள ஓசோன், ஆக்ஸிஜன், மேகங்கள், நீராவி, காற்றில் மிதக்கும் தூசுகள் முதலியவைகளால் உட்கவரப்படுகிறது. இதனால், சூரிய ஆற்றலின் அளவும் குறைந்துவிடுகிறது. இவ்வாறு பல வழிகளிலும் சூரிய ஆற்றல் குறைந்தாலும், அதன் ஒரு பகுதி பூமியை நேராக வந்தடைகிறது. இதைப் பூமி உட்கவருகிறது. பின்பு அதன் ஒரு பகுதி பூமியிலிருந்து வெளியிடப்படுகிறது. இதுதான் பூமியின் அருகாமையில் உள்ள காற்றுமண்டலத்தை வெப்பமடையச் செய்கிறது. புவி வெளிவிடும் கதிர்வீச்சுக்கு புவியியல் கதிர்வீச்சு (terrestrial radiation) எனப் பெயர்.

சூரியக் கதிர்வீச்சு பூமியால் உட்கவரப்படும்பொழுது, பூமி வெப்பமடைகின்றது. பின்பு இக் கதிர்வீச்சு, வெப்பமாக (புற சிவப்புக் கதிராக)த் திரும்ப வெளியேற்றப்படுகிறது. ஆனால் காற்று மண்டலத்தின் கீழ்ப்பகுதியில் உள்ள நீராவி, கார்பன்-டை-ஆக்சைடு முதலியவை இத்தகைய கதிர்வீச்சுகளைத் தடுத்து பூமியையும் அதை ஒட்டிய காற்றுமண்டலத்தையும் வெப்பமாக வைத்திருக்கின்றது. இதைப் பின்கண்ட உதாரணத்தால் விளக்கலாம்.

ஒரு பசுந்தோட்டம் ஒரு கண்ணாடி வீட்டினுள் அமைந்திருப்பதாகக் கொள்வோம். சூரியனின் கதிர்வீச்சுகள் கண்ணாடியின் வழியாகச் சென்று செடிகளையும், பூமியையும் அடைகின்றன. இக் கதிர்வீச்சுகள் பின்பு வெப்பமாக மாறுகின்றன. இவ் வெப்பம் பூமியிலிருந்து வெளியிடப்பட்டு கண்ணாடிக் கூரையைநோக்கி



படம் 3·2

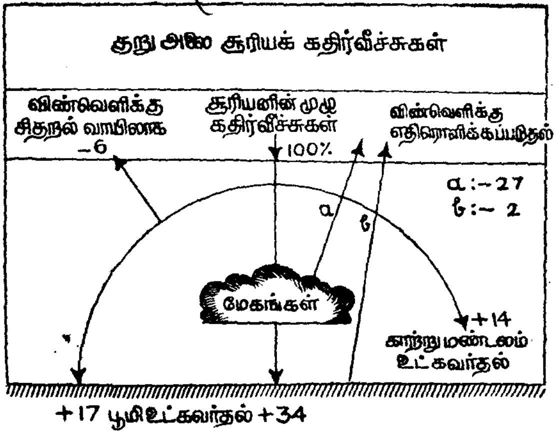
பச்சை வீட்டு விளைவு

வருகிறது. ஆனால், கண்ணாடியானது வெப்பக் கதிர்களுக்கு, ஒளி புகா ஊடகமாக அமைவதால் செடிகளும், வீடும் வெப்பமாகவே இருக்கும். (படம் 3·2.) இதற்குப் பச்சை வீட்டு விளைவு (green house effect) எனப் பெயர்.

பூமியின் அருகில் பரந்துகிடக்கும் காற்றுமண்டலம் குறிப்பாக நீராவியும், கார்பன்-டை-ஆக்சைடும் ஒரு கண்ணாடியைப் போன்றது. ஆனால் சூரியனிடமிருந்துவரும் கதிர்வீச்சுகளை இவை பூமிக்கு அனுப்பிவிடுகின்றன. ஆனால் புவி வெளியிடும் புறச் சிவப்புக் கதிர்வீச்சை விண்வெளிக்குவிடாமல் உட்கவர்கிறது. இதனால்தான் பூமியையும் அதன் அருகில் உள்ள காற்றுமண்டலமும் வெப்பமாக இருக்கிறது. மிகவும் பழக்கப்பட்ட மற்றொரு உதாரணத்தாலும், இந்த உண்மையை அறியலாம். அதிவெப்ப மான நாட்களில் கண்ணாடிச் சன்னல்களை நன்றாக அடைத்துவிட்டு நிறுத்திய காரினுள் நாம் அமர்ந்திருப்போமானால், மிகச் சூடேற்றப் பட்ட நிலையை நாம் உணரலாம்.

3-6. *சிற்றலைச் சூரியக் கதிர்வீச்சு*

சூரிய ஆற்றல் மேலே கூறப்பட்ட மூன்று வழிகளில் குறைகிறது. இது சூரியக் கதிர்வீச்சுகள் செல்லும் தூரத்தையும், காற்று மண்டலத்தின் ஒளிசெலுத்தும் தன்மையையும் (transparency) பொறுத்ததாகும். முதற்கண் கூறப்பட்டதைச் சரியாகக் கணக்கிட முடியும். ஆனால் இரண்டாவது கூறப்பட்டது இடத்திற்கு இடம், காலத்திற்குக் காலம் மாறுபடுவதால், இதைச் சரியாகக் கணக்கிடுதல் இயலாது. சூரியனது மொத்தக் கதிர்வீச்சுகளில்



படம் 3-3

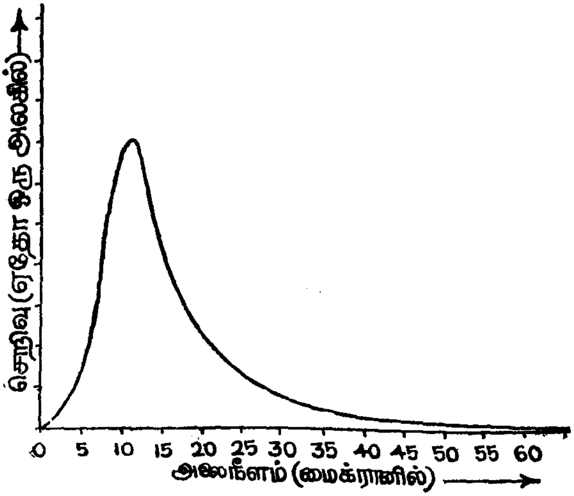
புவியியல் வெப்பச் சமநிலை

சுமார் 35 சதவீதம், ஒளிச்சிதறல், எதிரொளித்தல், முதலிய முறைகளில் திரும்ப விண்வெளிக்கு குறு அலைகளாகவே திரும்பிச்செல்வதாக மதிப்பிடப்படுகிறது. இவ் வெப்பம் பூமியையோ, காற்று

மண்டலத்தையோ வெப்பமாக்கப் பயன்படுவதில்லை. இதற்கு, புவியின் ஆல்பிடோ (earth's albedo) எனப் பெயர். இதில் 2% பூமியிலிருந்தும், 6% காற்றுமண்டலத்திலிருந்தும், 27% மேகங்களி லிருந்தும் எதிரொளிக்கப்படுகிறது. பூமியை நோக்கிவரும் சூரியக் கதிர்வீச்சில் 14% காற்றுமண்டலம், நீர் ஆவி (water vapour) மேகங்கள் முதலியவைகளால் உட்கவரப்படுகிறது. மீதி 51% பூமியை அடைகிறது. அதில் 34% நேரடியான சூரியஒளி வடிவி லும், 17% ஆகாயக் கதிர்வீச்சாகவும், (sky radiation) பூமியில் விழுகிறது. இவைகளைப் பூமி உட்கவருகிறது. காற்று மண்டலத் தால் உட்கவரப்பட்ட 14 சதவிகிதக் கதிர்வீச்சும், பூமியால் உட் கவரப்பட்ட 51 சதவிகிதக் கதிர்வீச்சும், ஆக 65 சதவிகிதம்தான் காற்றுமண்டலத்தை வெப்பமாக்கப் பயன்படுகின்றது. ஆகவே பூமியை வெப்ப அணை (heat reservoir) எனக் கொள்ளலாம். இவ்வணை, வெப்பத்தை அதனுள் சேர்த்துவைத்துப் பின்பு மெது வாகக் காற்றுமண்டலத்திற்குக் கொடுக்கிறது. இந் நிகழ்ச்சியைப் படம் (3-3) விளக்குகிறது.

3-7. நீள அலைப் புவியியல் கதிர்வீச்சு

காற்றுமண்டலத்தால் உட்கவரப்பட்ட 14 சதவீதச் சூரியக் கதிர்வீச்சும் பூமியால் உட்கவரப்பட்ட 51 சதவீத சூரியக் கதிர் வீச்சும், ஆக 65 சதவிகிதம்தான் புவியியல் ஆற்றலாக (terrestrial



படம் 3-4

செறிவு—அலைநீள வரைபடம்

energy) மாற்றப்பட்டு காற்றுமண்டலத்தை வெப்பமாக்கப் பயன்படுகிறது. பூமியின் வருடாந்திரச் சராசரி வெப்பநிலை மாறுபடாமல் நிலையாக இருக்கிறது. ஆகையால் 65 சதவிகிதச் சூரியக் கதிர்வீச்சு, அதே அளவில் நீள அலைப் புவியியல் கதிர்வீச்சாக விண்வெளிக்குச் செல்லவேண்டும் என்பதை அறிகிறோம். இதுதான் புவியியல் வெப்பச் சமநிலை (terrestrial heat balance) என்று கூறப்படுகிறது.

படம் (3·4.), பூமியின் வெப்பக் கதிர்வீச்சின் செறிவு, அதன் அலைநீளத்திற்கு ஒப்ப எவ்வாறு மாறுகிறது என்பதைக் காட்டுகிறது.

பூமியை ஒரு பெரிய கரும் பொருள் (black body) எனக் கொண்டால்தான் மேற்கூறிய பங்கீட்டு முறை உண்மையாகும். இதன் வெப்பநிலையை 300°K ஆகக் கொள்தல் வேண்டும். பூமிக் கதிர்வீச்சின் பங்கீட்டு முறையையும், படம் 2-ல் குறிப்பிட்டுள்ள சூரியக் கதிரின் பங்கீட்டு முறையையும் ஒப்பிடும்பொழுது பின்வரும் உண்மையை அறிகிறோம். சூரியனிலிருந்து பூமிக்கு வரும் கதிர்வீச்சின் செறிவு, 0·5 மைக்ரான் அலைநீளத்தில் பெருமத்தை அடைகிறது. ஆனல் பூமியிலிருந்து வெளியே செல்லும் கதிர்வீச்சின் செறிவு சுமார் 10 மைக்ரான் அலைநீளத்தில் பெருமத்தை (maximum) அடைகிறது. இவைகளை வியன் விதிக்கு உட்படுத்தும்பொழுது (சமன்பாடு 32-ப் பார்க்கவும்).

$$\lambda \text{ பெருமம் } T = \lambda^1 \text{ பெருமம் } T^1 \text{ என்றுகிறது.}$$

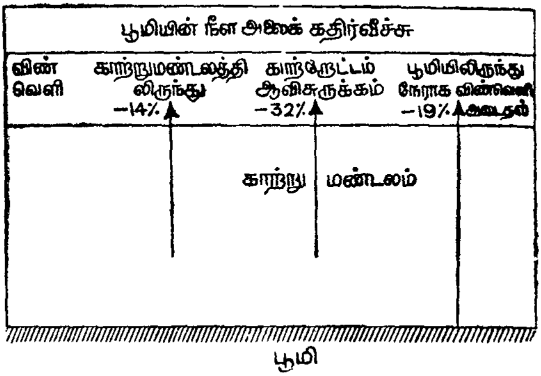
அதாவது λ^1 பெருமம் $\times 300 = 0{\cdot}5 \times 6000$

$$\lambda^1 \text{ பெருமம்} = \frac{0{\cdot}5 \times 6000}{300} = 10 \text{ மைக்ரான்கள்}$$

இப்பொழுது பூமியின்மேல் விழும் சூரியனின் ஆற்றலும் பூமி வெளிப்படுத்தும் சூரிய ஆற்றலும் சமம் என்பதை விளக்குவோம். சூரியக் கதிர்வீச்சில் 14% காற்றுமண்டலத்தில் நேரிடையாக உட்கவருதல் ஏற்பட்டு விண்வெளிக்குச் சென்றுவிடுகிறது. காற்றோட்டம் சுமார் 9% வெப்பத்தை எடுத்துக்கொள்கிறது. காற்றுமண்டலத்தில் உள்ள நீராவி குளிர்ந்து மேகம் ஆகும்பொழுது அதன் உள்ளுறை வெப்பமாகிய (latent heat) சுமார் 23% வெளிப்படுத்துகிறது. இவை அனைத்தும் (46%) காற்றுமண்டலத்திலிருந்து விண்வெளிக்குச் செல்லுகிறது. மேலும் சுமார் 19% பூமியிலிருந்து ஒருவித மாற்றமும் அடையாமல் நேராக விண்வெளிக்கும் செல்கிறது. ஆக மொத்தம்,

$$14 + 9 + 23 + 19 = 65\%$$

வெப்பம் விண்வெளிக்குச் சென்றுவிடுகின்றது. இதனை படம் (3-5)ன் வாயிலாக அறியலாம். விண்வெளியை அடையும் வெப்பத்தின் கூட்டுத்தொகை 65% ஆகும். படம் நான்குடன் ஒப்பிட்டுப் பார்த்தால் இத்தொகை பூமியின்மேல் விழும் வெப்பம் (51%), காற்றுமண்டலத்தால் நேரிடையாக உட்கவரப்படும் வெப்பம் (14%), இவற்றின் கூட்டுத்தொகைக்குச் சமம் என்பதை அறியலாம்,



படம் 3-5

புவியியல் வெப்பச் சமநிலை

3-8. குறுக்குக்கோட்டு வெப்பச் சமநிலை (Latitudinal heat balance)

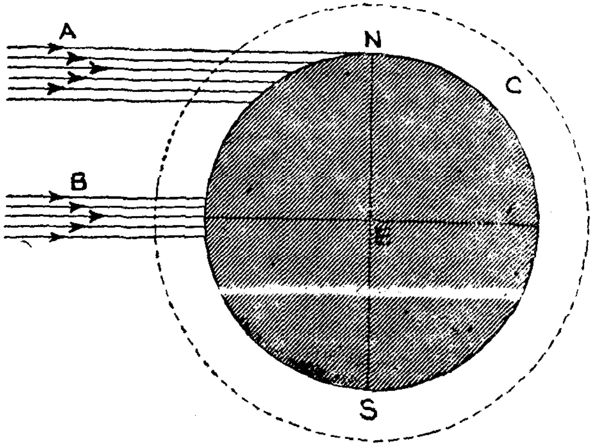
பூமியின் வருடாந்திரச் சராசரி வெப்பநிலை மாறுமல் நிலையாக இருக்கிறது என்று பார்த்தோம். இதன் காரணம், சூரியனிடமிருந்து பூமிக்குவரும் வெப்பக் கதிர்வீச்சும், பூமியிலிருந்து விண்வெளிக்குச் செல்லும் வெப்பக் கதிர்வீச்சும் சமமாக இருப்பதேயாகும்.

ஆனல் தற்போதுள்ள புள்ளிவிவரத்தின்படி பூமியின் பெரும்பாலான குறுக்குக்கோட்டு (latitude) பகுதிகளில் உள்வரும், வெளிச்செல்லும் கதிர்வீச்சுகள் சமமாக இருப்பதில்லை என்பதை அறிகிருேம். இருப்பினும் குறுக்குக்கோட்டுப் பகுதிகளில் அதிக வெப்பமோ, குளிர்ச்சியோ தோன்றுவதில்லை. இதற்குக் காரணம் இடைமட்டமாக ஒரு குறுக்குக்கோட்டுப் பகுதியிலிருந்து மற்றொரு பகுதிக்கு வெப்ப ஓட்டம் ஏற்படவேண்டும். ஏனெனில் அப்பொழுது தான் குறுக்குக்கோட்டுப் பகுதிகளிலும் வெப்பச் சமநிலை உண்டாகும். காற்றோட்டம், கடல் நீரோட்டம் (ocean currents) முதலியவைகளால்தான் இந்த வெப்ப ஓட்டம் ஏற்படுகிறது. எங்கெல்லாம்

இத்தகைய காற்றோட்டங்களும், நீரோட்டங்களும் பெருமளவில் ஏற்படுகின்றனவோ அங்கெல்லாம் புயல் தோன்றுவதற்கும் வானிலை மாற்றத்திற்கும் வழி உண்டாகிறது.

3·9. பூமியின் பரப்பில் சூரிய ஆற்றல்

பூமியில் விழும் சூரிய ஆற்றலைத் தீர்மானிப்பவை; பூமியைச் சுற்றிக் காற்றுமண்டலம் இல்லை என்று வைத்துக்கொள்வோம். அப்படியானால் ஒளிச்சிதறல், உட்கவருதல், எதிரொளித்தல் முதலியவை நிகழமுடியாது. அதனால் பூமிக்குவரும் சூரிய ஆற்றல் குறைவுபடாது. இந்த நிலையில், பூமியின்மேல் விழும் சூரியக் கதிர் வீச்சின் அளவு அது எவ்வளவு நேரம் விழுகிறது என்பதையும் (அல்லது பகல்நேர அளவையும்) (length of the day) சூரியக் கதிர் வீச்சின் செறிவையும் (அல்லது சூரியக் கதிர் பூமியில் விழும் கோணத்தையும்) பொறுத்ததாகும். சாய்வாக விழும் சூரியக் கதிர், செங்குத்தாக விழும் சூரியக் கதிரைவிட அதிகப் பரவலாக (spread out) விழுவதால், அது பூமிக்குக் குறைந்த அளவு ஆற்ற



N—வட துருவம் A—சாய்வாகச் செல்லும் சூரியக் கதிர்கள்
S—தென் துருவம் B—செங்குத்தாகச் செல்லும் சூரியக் கதிர்கள்
E—புவி நடுக்கோடு C—காற்று மண்டலம்

படம் 3-6
பூமியில் விழும் சூரிய ஆற்றல்

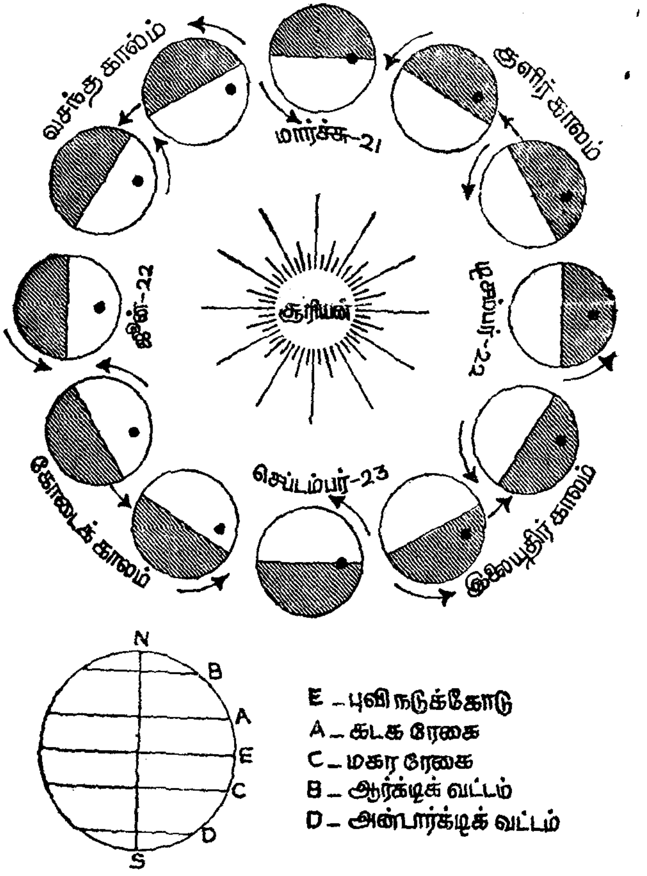
லையே கொடுக்கிறது. இப்பொழுது காற்றுமண்டலமும் இருப்பதாக வைத்துக்கொண்டால், சாய்வாக விழும் சூரியக் கதிர் அதிகதூரம் காற்றைக் கடப்பதால், பூமியில் விழும் சூரிய ஆற்றல் மேலும் குறைந்துவிடும் (படம் 3-6).

பகல் நேரமும், சூரியக்கதிர் விழும் கோணமும், புவிநடுக் கோட்டிற்கு இணையாகச் செல்லும் ஒரு குறிப்பிட்ட கோட்டின் மேல் உள்ள எல்லா இடங்களிலும் ஒன்றாகையால், சூரிய ஆற்றலின் அளவும் இவ்விடங்களில் ஒன்றாய் இருத்தல் வேண்டும். மேலும், புவிநடுக் கோட்டிலிருந்து, துருவங்களுக்குச் செல்லச் செல்ல, பூமியை அடையும் சூரிய ஆற்றலின் அளவும் குறைந்து கொண்டே வருதல் வேண்டும். இவை, பொதுவாக உண்மை என்றாலும், ஒரு இணைக்கோட்டில் விழும் எல்லா இடங்களிலும் வானிலை ஒன்றாக இருப்பதில்லை. ஏனெனில், வானிலையை அறிய பூமியை அடையும் சூரிய ஆற்றலை மட்டும் அறிந்தால் போதாது. சூரிய ஆற்றலின் அளவு மாறுபடுதல் (fluctuation) சூரியனுக்கும், பூமிக்கும் இடையே உள்ள தூரம் வேறுபடுதல், முதலியனவைகளையும் கருத்தில் கொள்ளவேண்டும். அதாவது சூரியன் எப்பொழுதும் ஒரே அளவு ஆற்றலை வெளியிடுவதில்லை. இது ஒன்று முதல் இரண்டு சதவிகிதம்வரை மாறுபடுகிறது. ஜனவரி மாதத்தில் பூமி சூரியனிலிருந்து சுமார் 91·3 மில்லியன் $(91 \cdot 3 \times 10^6)$ மைல்கள் தூரத்திலும், ஜூலையில் சுமார் 94·5 மில்லியன் மைல்கள் தொலைவிலும் இருப்பதாகக் கணக்கிடப்பட்டிருக்கிறது. சூரியனும், பூமியும், குறைவான தூரத்தில் இருக்கும்பொழுது குளிர்காலமும், அதிக தூரத்தில் இருக்கும்பொழுது வெயிற்காலமும் ஏற்படுகின்றன. ஆனால் மேற்கூறிய இரண்டு கூற்றுகளால், வானிலையில் பெரிய மாற்றங்கள் எதுவும் ஏற்படுவதில்லை.

பூமியும் சூரியனும்: பூமியானது மற்ற கோள்களின் ஈர்ப்பு விசையில் விண்வெளியில் மிதக்கிறது. அது தன்னைத்தானே சுற்றுவதோடல்லாமல் (rotation) சூரியனையும் சுற்றி (revolution) வருகிறது. பூமி, துருவப் பகுதியில் தட்டையாக இருப்பதால், அதன் சுழற்சி அச்சு (rotation axis) பூமியின் குறைந்த அளவு விட்டத்தில் (minimum diameter) அமைகிறது. சுழற்சி அச்சின் இருமுனைகளும் பூமியின் இரண்டு துருவங்களில் அமைகின்றன. பூமி தன்னைத் தானே ஒரு முறை சுற்றுவதற்கு 24 மணி நேரம் ஆகிறது. அப்படிச் சுற்றும்பொழுது சூரிய ஒளிபடும் இடங்களில் பகலும், படாத இடங்களில் இரவும் உண்டாகின்றன. பூமி சுழலும் திசை கிழக்குமுகமாக நடைபெறுகிறது. இது மிகவும் முக்கியத்துவம் வாய்ந்ததாகும். காரணம், இது சூரியன், விண்மீன்கள், நிலவு முதலியன தோன்றி மறையும் திசைகளையும், காற்றோட்டங்கள், கடல் நீரோட்டங்கள், (ocean currents) முதலியவற்றின் திசைகளையும் தீர்மானிக்கிறது.

பூமியானது சூரியனை நீள்வட்டப்பாதையில் (elliptical orbit) சுற்றி வருகிறது. அது சூரியனை ஒரு முறை சுற்றிவர சுமார் 365¼

நாட்கள் பிடிக்கின்றன. இதைத்தான் நாம் ஒரு வருடம் எனக் கொள்கிறோம். (சூரியன் வழியாகவும், பூமியின் சுற்றுப் பாதை வழியாகவும் செல்லும் ஒரு கற்பனைத் தளம் (plane) நீள்வட்டத் தளம் (elliptical plane)) எனப்படும். பூமியின் சுழற்சி அச்சு இத் தளத்திற்கு இணையாகவோ, செங்குத்தாகவோ இருப்பதில்லை. மாறாக, இது நீள்வட்டத் தளத்திற்குச் சுமார் 66½°ல் நிலையாகச் சாய்ந்திருக்கிறது (inclined). இவ்வாறாக இது நிலையாக மாறாமல், இருப்பதால் பூமி சூரியனை ஒருவருட காலத்தில் சுற்றி வரும்



படம் 3-7

பூமியும் சூரியனும் - பருவ காலங்கள் உண்டாகும் விதம்

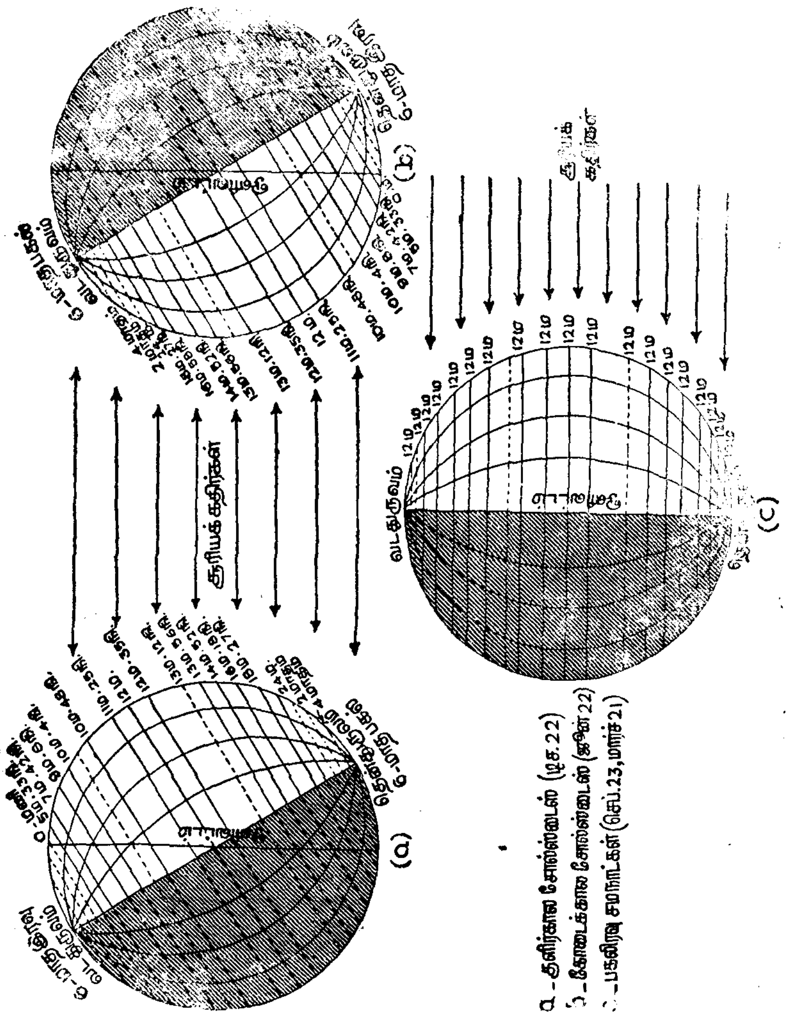
பொழுது, எந்த நேரத்திலும் அதன் சுழற்சி அச்சின் நிலை (position) இதற்கு முன்பிருந்த எந்த ஒரு நிலைக்கும் இணையாகவே இருக்கும்.

இது அச்சின் இணைமை (axis parallelism) எனப்படும். சுழற்சி அச்சின் சாய்வு (inclination), இணைமை (parallelism), பூமியின் சுழற்சி (rotation), சுற்று (revolution) முதலிவைகள் தான், பூமியில் சூரிய ஆற்றலின் பங்கீட்டையும் பருவ காலங்களையும் நிர்ணயிக்கின்றன.

பருவகாலங்கள் உண்டாகும் விதம்: பகல் நேரத்தின் அளவும், சூரியக் கதிரின் செறிவும் மாறுவதற்கு மேற்கூறிய நான்கும் காரணமாக இருப்பதால் பருவ காலங்கள் உண்டாகின்றன. (படம் 3-7) பூமி சூரியனைச் சுற்றி வரும்பொழுது வருடத்தில் இரு முறை (மார்ச்சு 21-ம் தேதி, செப்டம்பர் 23-ம் தேதி) சூரியனின் உச்ச கதிர்கள் (sun's noon rays) புவிநடுக் கோட்டிற்குச் செங்குத்தாக விழுகின்றன (overhead or vertical). அப்பொழுது பூமியின் வளை பரப்பை ஒட்டிச்செல்லும் தொடு கதிர்களால் (tangent rays) உண்டாகும் வட்ட ஒளியூட்டம் (circle of illumination) பூமியின் இரு துருவங்கள் வழியாகவும் செல்லுகிறது. அதனால், பூமிக்கு இணையாகச் செல்லும் கதிர்கள் சரிபகுதிகளாகப் பிரிக்கப்படுகின்றன. அதில் ஒரு பகுதி ஒளியிலும், மறு பகுதி இருட்டிலும் இருக்கின்றன. அப்பொழுது பகலும், இரவும் பூமி முழுவதும் சமமாக இருக்கும். (12 மணி நேரம் பகல், 12 மணி நேரம் இரவு) இதனால்தான் மார்ச்சு 21-ம் தேதியும், செப்டம்பர் 23-ம் தேதியும் பகலிரவுச் சமநாட்கள் (equinoxes) எனப்படும். (மார்ச்சு 21-ம் தேதி வசந்த அல்லது இளவேனிற் பகலிரவுச் சமநாள்) (spring equinox) செப்டம்பர் 23-ம் தேதி இலையுதிர் காலப்பகலிரவுச் சமநாள் (autumn equinox). இப்பருவ காலங்களில் பூமியின் நடுக்கோட்டில், சூரியனின் பெருமளவு ஆற்றல் விழுகிறது. பூமியின் குறுக்குக் கோட்டிலிருந்து துருவங்களுக்குச் செல்லச் செல்ல ஆற்றல் குறைந்துகொண்டே வந்து கடைசியில் துருவப்பகுதிகளில் முற்றிலும் மறைந்துவிடுகிறது. மேலும் பல உண்மைகளைப் படம் (3-8) விளக்குகிறது.

ஜூன் 22-ம் தேதி பூமியானது அதன் பாதையில், பகலிரவுச் சமநாட்கள் நிலைகளுக்கு, நடுவில் இருக்கிறது. வடதுருவம் சூரியனைநோக்கிச் சுமார் $23\frac{1}{2}^{\circ}$ சாய்வாக இருக்கிறது. பூமியின் அச்சு சாய்வின் காரணமாக சூரியக் கதிர்கள் அதே $23\frac{1}{2}^{\circ}$ வடபுறமாகப் பெயர்ச்சி (shift) அடைகிறது. ஆகையால் சூரியனின் உச்சக் கதிர்கள் கடகரேகைக்கு (tropic of cancer $23\frac{1}{2}^{\circ}$ வடக்கு) செங்குத்தாக விழுகிறது. மேலும் வடகோளத்தில் உள்ள (northern hemisphere) தொடுகதிர்கள், துருவத்தைக் கடந்து ஆர்க்டிக் வட்டத்தை (arctic circle $66\frac{1}{2}^{\circ}$ வடக்கு) அடைகின்றன. ஆனால் தென்புறக் கோளத்தில் (southern hemisphere) தொடு

கதிர்கள் துருவத்தை அடையாமல் அண்டார்க்டிக் வட்டத்துடன் (antartic, circle) முடிந்துவிடுகின்றன. இவ்விதமாக, வடதுருவ வட்டத்திற்கும் வடக்கே உள்ள பூமியின் எல்லாப் பகுதிகளிலும், நிலையான சூரிய ஒளி (constant sun light) விழுகிறது. ஆனால் தென்

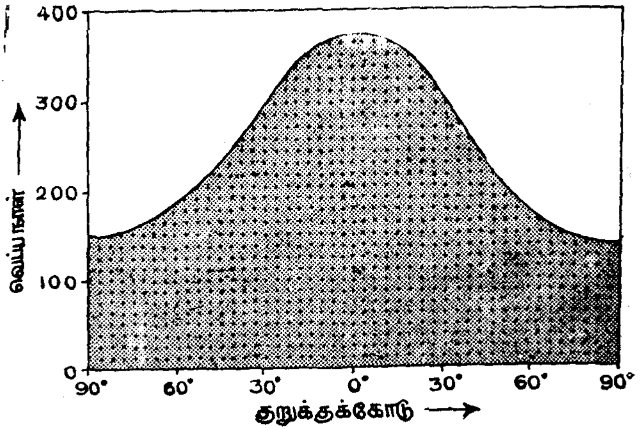


(படம் 3-8)

துருவத்தில் சூரிய ஒளியே விழுவதில்லை. அப்பொழுது, அதாவது ஜூன் 22-ம் தேதி, புவிநடுக்கோடு தவிர ஏனைய இணைக்கோடுகள்

அனைத்தும் வட்ட ஒளியூட்டத்தால், சமமில்லாமல் வெட்டப்படு கின்றன. இதனால், பகல் இரவைவிட அதிகமாகிறது. ஆகையால் பூமியின் வடகோளத்தில் பெருமச் சூரிய ஆற்றல் (max. solar energy) விழுகிறது. அதனால்தான் ஜூன் 22-ம் தேதி கோடைகால சோல்ஸ்டைஸ்* (summer solstice) எனப்படும். அதே சமயத்தில் தென்கோளப் பகுதிகளில் பகல் இரவைவிடக் குறைவாக இருக்கும். இப்பகுதிகளில் சிறுமச் சூரிய ஆற்றல் (minimum solar energy) விழுகிறது. டிசம்பர் 22-ம் தேதி பூமி, ஜூன் 22-ம் தேதி இருக்கும் நிலைக்கு எதிர் புறமாக இருப்பதால் நேர்மாறான விளைவு கள் ஏற்படுகின்றன. அதாவது வடகோளப் பகுதி மிகக் குறை வாகவும், தென்கோளப் பகுதி மிக வெப்பமாகவும் இருக்கும். இது குளிர்கால சோல்ஸ்டைஸ் (winter solstice) எனப்படும்.

பூமியின் மேற்பரப்பில் சூரியக் கதிர்வீச்சு : பூமியில் விழும் சூரிய ஆற்றலின் அளவு பெரும்பாலும் சூரியக்கதிர் பூமியில் விழும் கோணம், பகல் நேர அளவு ஆகியவைகளைப் பொறுத்ததாகும். வருடச் சராசரி சூரியக் கதிர்வீச்சு (average annual insolation) புவி நடுக்கோட்டில் உச்ச அளவாக இருக்கிறது. அதிலிருந்து இரு துருவப் பகுதிகள் நோக்கிச் செல்லச் செல்ல குறைந்துகொண்டே போகிறது. துருவங்களில் வருடம் முழுவதும் விழும் சூரிய ஆற்றல், புவிநடுக் கோட்டில் விழும் ஆற்றலில் 40% தான். பகலிரவுச் சம



படம் 3-9

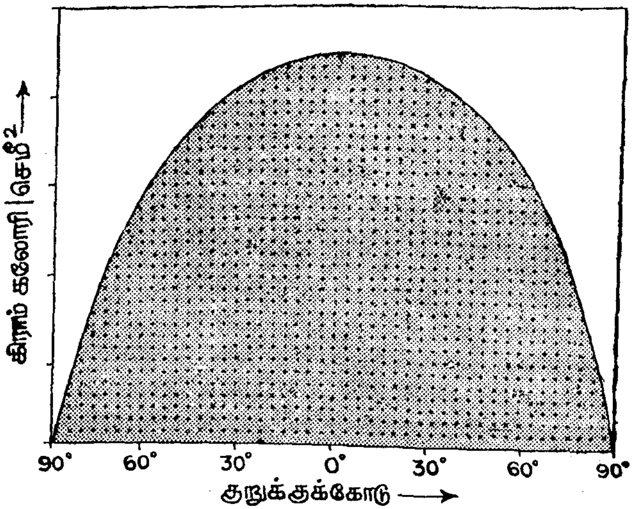
சூரிய ஆற்றலின் வருடாந்திர பங்கீடு

வெப்பநாள் : இது புவிநடுக்கோட்டில், சராசரி தின சூரியக் கதிர்வீச்சு

---

* Solstice—Latin, meaning "The Sun Stands"

நாட்களில் புவிநடுக் கோட்டில் சூரிய ஆற்றலின் அளவு பெருமம் (maximum) ஆகும்; துருவப் பகுதிகளில் சிறுமம் (minimum) ஆகும்.



படம் 3-10

பகலிரவுச் சமநாட்களில் சூரிய ஆற்றலின் பங்கீடு

மேற்கண்ட இரண்டு வரைபடங்களும் ஒன்றுபோலக் காணப்பட்டாலும், இரண்டிற்கும் ஒரு முக்கிய வேறுபாடு உள்ளது. பகலிரவுச் சமநாட்களில் துருவங்களில் சூரிய ஆற்றல் விழுவதில்லை. ஆனால் வருடாந்திரப் பங்கீட்டில் அவ்வாறு அல்ல. பகலிரவுச் சமநாட்களில் சூரிய ஆற்றல் பங்கீட்டுமுறை சமசீர் வரைபடமாக (symmetrical curve) இருப்பது, வானிலையியலில், மிக மிக முக்கியம் வாய்ந்ததாகும். ஏனெனில் வசந்த காலத்திலிருந்து பகலிரவுச் சமநாள் நிலை வரும்வரை இரண்டு இடைப்பட்ட பருவகாலங்கள் உண்டாகின்றன. சூரிய ஆற்றல் பங்கீட்டுமுறையும், காற்றோட்டம், வெப்பநிலை, காற்றின் அழுத்தம் முதலியனவற்றின் வருடாந்திரப் பங்கீட்டு முறையும் கிட்டத்தட்ட ஒன்றாகவே இருக்கின்றன. இது இயற்கையே. காரணம், இப்பருவ காலங்கள் மாற்றமடையும் பொழுது (transition) தென்கோளங்கள் சமமான சூரிய ஆற்றலைப் பெறுகின்றன. இதனால்தான் இவ்விரண்டு அரைக்கோளங்களிலும் இப்பருவகாலங்களில் வெப்பநிலை ஒரேமாதிரியாக இருக்கின்றது. அதேபோல், காற்றோட்டம், அழுத்தம், வெப்பநிலை, முதலியனவும் புவிநடுக் கோட்டிலிருந்து வடபுறமும் தென்புறமும் ஒரேமாதிரியாக இருக்கின்றன.

புவி நடுக்கோகோட்டிலிருந்து துருவங்களை நோக்கிச் செல்லச் செல்ல ஏற்படும் மொத்த வருடாந்திர சூரிய ஆற்றலின் மாற்றங்களைப் பின்வரும் அட்டவணையில் (3-4) காணலாம்.

அட்டவணை 3·4

குறுக்குக் கோடு	வெப்ப நாட்கள்	குறுக்குக் கோடு	வெப்ப நாட்கள்
0°	3.5·2	50°	249·7
10°	360·2	60°	207·8
20°	345·2	70°	173·0
30°	321·0	80°	156·6
40°	288·5	90°	151·6

குறிப்பிட்ட சில குறுக்குக்கோடுகளில், அதாவது புவிநடுக் கோட்டிற்கும், துருவங்களுக்கும் இடையேயுள்ள சில பகுதிகளில் வருடாந்திர சூரியக் கதிர்வீச்சின் பங்கீடு எவ்வாறு உள்ளது என்பதை நோக்குவோம். இதை மூன்று வகைகளாகப் பிரிக்கலாம். 1 கடகரேகைக்கும் (tropic of cancer) மகரரேகைக்கும் tropic of capricorn) இடையில் இருக்கும் பெரும்பகுதி. இதில் பருவகால மாற்றங்கள் பெரும்பாலும் ஏற்படுவதில்லை. இப்பகுதிகளில் அதிக வெப்பநிலைக்குக் காரணம், அங்கு நிலையான மிக அதிகமான சூரிய ஆற்றல் விழுவதேயாகும். ஒரு வருடத்தில் இவ்விரண்டு கோடுகளுக்கும் இடையிலுள்ள எல்லா இடங்களிலும் இருமுறை சூரியக் கதிர்கள் செங்குத்தாக விழுகின்றன: 2. நடுக் குறுக்குக் கோட்டுப் (middle latitude) பகுதிகளில், அதாவது ஒவ்வொரு அரைக் கோளத்திலும் $23\frac{1}{2}°$ மேற்பட்ட பகுதிகளில் சூரியக்கதிர் என்றுமே செங்குத்தாக விழுவதில்லை. இப்பகுதிகளில் பருவ காலங்களில் பெரிய மாற்றங்கள் ஏற்படுகின்றன. 3. துருவப் பகுதிகளில் ஆர்க்டிக், அன்டார்டிக் வட்டங்களில் ஒவ்வொரு இடத்திலும் சூரியக்கதிர் செங்குத்தாக விழுவதில்லை. ஆகையால் இப்பகுதிகளிலும் பருவகால மாற்றங்கள் ஏற்படுகின்றன.

3·10. பூமியின் கிடைமட்ட வெப்பநிலை

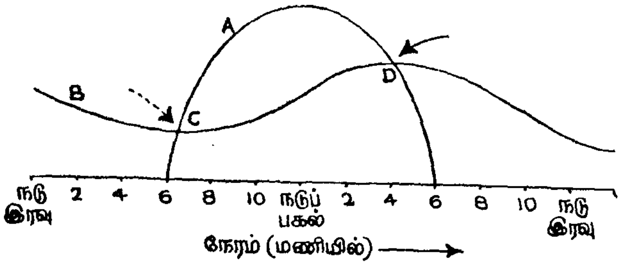
அலகு (Unit) : அன்றாட சராசரி வெப்பநிலையை (mean daily temperature) அடிப்படை அலகாகக்கொண்டு மாதத்தின்,

பருவத்தின், வருடத்தின், சராசரி வெப்பநிலை குறிக்கப்படுகிறது. அன்றாட சராசரி வெப்பநிலை என்பது ஒரு குறிப்பிட்ட நாளில், குறிப்பிட்ட சில நேரங்களில் எடுக்கப்படும் வெப்பநிலைகளின் சராசரியாகும். அல்லது ஒருநாளின் பெரும, சிறும வெப்பநிலைகளின் சராசரியையும் அன்றாட சராசரி வெப்பநிலையாகக் கொள்ளலாம். அதாவது,

$$\text{அன்றாட சராசரி வெப்பநிலை} = \frac{\text{பெரும வெப்பநிலை} + \text{சிறும வெப்பநிலை}}{2}$$

அன்றாட வெப்பநிலைச் சக்கரம் (The Mean daily cycle)

அன்றாட சராசரி வெப்பநிலைச் சக்கரம் என்பது உள்வருகின்ற சூரியக் கதிர்வீச்சும், வெளிச் செல்கின்ற பூமியின் கதிர்வீச்சும்



A — உள்வரும் சூரியக் கதிர்வீச்சு
B — வெளிச் செல்லும் பூமிக் கதிர்வீச்சு
C — சிறுமம் வெப்பநிலை
D — பெருமம் வெப்பநிலை

படம் 3-11

சூரியக் கதிர்வீச்சு - புவியியல் கதிர்வீச்சு - சமநிலை அடைதல்

எவ்வாறு சமநிலையை அடைகின்றன என்பதைக் குறிப்பதாகும். ஒருநாளில் இந்தச் சக்கரம் எவ்வாறு மாறுகிறது என்பதனைப் படம் 3-11-ல் காணலாம். அன்றாட சராசரி வெப்பநிலை இடத்திற்கு இடம் பெரிதும் மாறுகிறது. இது, சூரிய உதயத்திற்குச் சற்றுப் பின்பு சிறுமம் (minimum) அடைகிறது. பிற்பகல் சுமார் 3 மணிக்குப் பெருமம் (maximum) அடைகிறது. உள்வரும் கதிர் வீச்சைக் குறிக்கும் வரைபடம் (A) சூரிய உதயத்தின் போது சுழியில் (zero) ஆரம்பித்து, நடுப்பகல் 12 மணிக்குப் பெருமத்தை அடைந்து, சூரியன் மறையும்போது மறுபடியும் சுழியை அடைகிறது. வெளிச்செல்லும் கதிர்வீச்சைக் குறிக்கும் வரைபடம் (B),

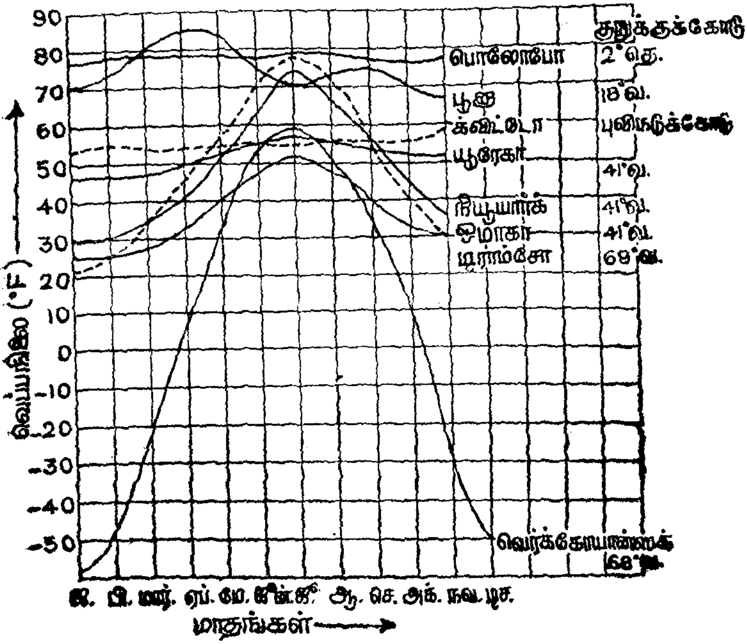
சூரிய உதயத்தின்போது சிறுமத்தில் ஆரம்பித்து (சிறுமம் வெப்ப நிலையின்போது) பிற்பகல் சுமார் 3 மணிக்குப் பெருமத்தை (பெருமம் வெப்பநிலையின்போது) அடைகிறது. ஆகையால் வரை படம் Bஐ வெப்பநிலை மாற்றத்தையும் குறிக்கும் வரைபடமாகக் கொள்ளலாம்.

காலையில் அன்றாடச் சராசரி வெப்பநிலை சிறுமம் அடைவது ஏனெனில் சூரிய உதயத்திற்குப் பின்புதான் பூமி வெப்பமடைய ஆரம்பிக்கிறது. பகல் 12 மணிக்குத்தான், சூரியக் கதிர்வீச்சுகளின் அளவு பெருமம் ஆகும். ஆகையால் அன்றாட சராசரி வெப்பநிலை 12 மணிக்குத்தான் பெருமம் அடைதல்வேண்டும். ஆனால் இது பிற்பகல் 3 மணிக்குத்தான் பெருமம் அடைகிறது. இவ்வாறு நேரம் பின்தங்கி (time lag) பெருமம் ஏற்பட, காற்றுமண்டலத்தின் வெப்பநிலைமை (thermal inertia) காரணமாகும். அதாவது, பூமியின் மேற்பரப்பும், அதன்மேல் மிக அருகில் படர்ந்துள்ள காற்று மண்டலமும், சூரிய வெப்பத்தை அவைகளுள் சேர்த்துவைத்துப் பின்பு மெதுவாக வெளிவிடுகிறது. ஆகையால் பகல் 12 மணி முதல், பிற்பகல் 3 மணிவரை பூமியை அடையும் சூரிய வெப்பம் குறைந்தாலும், ஏற்கனவே சேர்த்துவைக்கப்பட்டுள்ள வெப்பம் சூரியனிடமிருந்து வருகின்ற வெப்பம் இவைகளின் கூட்டுத் தொகை, அதிகமாக இருப்பதால் இந்நிலை ஏற்படுபடுகிறது.

மேற்கூறியவாறு அன்றாட சராசரி வெப்பநிலை மாறுதல் அடைவது, துருவப்பகுதிகளைத் தவிர, மற்ற எல்லா இடங்களுக்கும் பொருந்தும். ஆனால் புயற்காற்று, சாதாரணக் காற்றோட்டம், மேகங்கள் முதலியன உள்வரும் சூரியக் கதிர்வீச்சுகளையும், வெளிச் செல்லும் பூமிக் கதிர்வீச்சுகளையும் தடை செய்வதால் சராசரி அன்றாட வெப்பநிலைகளில் மாறுதல் ஏற்படும். புயல் மிக அதிக மாக உள்ள பகுதிகளில், பிற்பகலில் மிக மெதுவாக வெப்பநிலை குறைவதால், நடு இரவு, நடுப் பகலைவிட அதிக வெப்பமாக இருக்கும். கடற்கரையோரம், நில, கடல் காற்றுகள் வீசுவதாலும், அன்றாட வெப்பநிலையில் மாறுதல் உண்டாகும்.

வருடாந்திர வெப்பநிலைச் சக்கரம் (Annual cycle of temperature): இதுவும் அன்றாட சராசரி வெப்பநிலையைப்போல இடத்திற்கு இடம் மாறுகிறது. இதிலேயும், முன்கூறிய காரணத்தாலேயே வெப்பநிலைப் பின்தங்குதல் (temperature lag) சுமார் 30 முதல் 40 நாட்கள் வரை, ஏற்படுகிறது. ஆகையால், நடுத்தர, உயர் குறுக்குக்கோட்டுப் பகுதிகளில் (middle and high latitudes) உள்ள கோடைக்காலம் முடிந்து பல வாரங்கள் கழித்துத்தான்

வருடத்தின் மிகக் குளிர்ந்த நாள் (coldest day) தொடங்குகிறது. கடக, மகரரேகைகளுக்கிடையிலுள்ள பகுதிகளில் சூரியன் இரண்டு முறை கடந்துசெல்வதால், வெப்பநிலை பெருமமும், சிறுமமும் இரண்டு முறை உண்டாகின்றன. வருடாந்திர வெப்பநிலை நெடுக்கத்திற்குப் (annul range of temperature) புவி நடுக்கோட்டிலிருந்து மற்ற பகுதிகளுக்கு உள்ள தூரம் (latitude) முக்கிய காரணமாகும். மிகக் குறைந்த (smallest) வெப்பநிலை நெடுக்கம் புவி நடுக்கோட்டிலும், மிக அதிக நெடுக்கம் உயர் குறுக்குக்கோட்டுப் பகுதிகளிலும் (high latitudes) ஏற்படுகின்றன படம் (3-12).



படம் 3-12

வருடாந்திர வெப்பநிலை மாறுபாடுகளின் வகைகள்

புவி நடுக்கோட்டில் விழும் காங்கோ நதி அருகிலிருக்கும் போலோபோ (Bolobo) என்ற இடத்தில் வெப்பநிலை நெடுக்கம் 2·2°F தான். அதேபோல், க்விடோ (Quito) என்ற பகுதியில் வருடாந்திர வெப்பநிலை நெடுக்கம் 0·7°F ஆகும். கடக, மகர ரேகைகளின் இடைப்பகுதிகளில் இரண்டு பெருமங்கள் ஏற்படும் இடம் இந்தியாவில் உள்ள பூனா (Poona) ஆகும். இங்கு வெப்பநிலை நெடுக்கம் 15°F. ஏப்ரல், அக்டோபர் மாதங்களில் பெருமமும்,

ஆகஸ்டு, டிஸம்பர் மாதங்களில் சிறுமமும் உண்டாகின்றன. யூரேகா (Eureka), ஓமகா (Omaha), நியூயார்க் (New York) இவை மூன்று இடங்களும் புவி நடுக்கோட்டிலிருந்து ஒரே தூரத்தில் உள்ளவை. (41° வடக்கு). இவற்றில் ஓமகா, நில நடுப்பகுதியில் இருப்பதால் அதிக வெப்பநிலை நெடுக்கத்தைக் (55°F) கொண்டுள்ளது. மேற்கு கடற்கரைப்பகுதியில் அமைந்துள்ள யூரேகாவில் நெடுக்கம் 9°F தான்; காரணம், மேற்குக் காற்று இப்பகுதியில் வீசுவதேயாகும். கிழக்குக் கடற்கரைப்பகுதியில் உள்ள நியூயார்க் நகரத்தில் நெடுக்கம் 43°F சைபீரியா (Siberia), வெர்க்கோயான்ஸ்க் (Verkhoyansk) முதலிய மிக உயர்ந்த குறுக்குக்கோட்டுப் பகுதிகளில் (high latitudes) நெடுக்கம் 117°F. ஜூலையில் பெரும வெப்பநிலை 59·2°F ஆகவும், ஜனவரியில் சிறும வெப்பநிலை—58·2°F ஆகவும் உள்ளன. இதற்குக் காரணம் நிலப்பரப்பின் விளைவாகும். ஆனால் நார்வேயில் இதே குறுக்குக்கோட்டில் உள்ள (same latitude) டிராம்சோ (Tromso) என்ற பகுதியில் நெடுக்கம் 27°F தான். இதற்குக் காரணம் கடற்பகுதி விளைவாகும்.

பொதுவான பங்கீட்டு நிலை: பொதுவாகப் புவி நடுக்கோடுகளில் மிக அதிகமான வெப்பநிலையும், துருவப்பகுதிகளில் மிகக் குறைவான வெப்பநிலையும் காணப்படுகின்றன. புவி நடுக்கோட்டிலிருந்து துருவப்பகுதிக்குச் செல்லும் தூரம் மட்டுமல்லாமல், மற்ற பிராந்தியச் சூழ்நிலையும், அமைப்பும் வெப்பநிலையைப் பெரிதும் பாதிக்கின்றன. உதாரணமாக நிலப்பகுதி, நீர்ப்பகுதி விகிதமும், பிராந்திய அமைப்பும் (topography) வெப்பநிலையைப் பெரிதும் மாற்றக்கூடியவைகளாகும். ஏனெனில் நீரின் வெப்ப எண் மிகவும் அதிகமாதலால் அது மெதுவாக வெப்பமடைந்து மெதுவாகவே குளிர்ச்சி அடைகிறது. மலைப்பகுதிகளும் வெப்பநிலையைப் பல வழிகளிலும் மாற்றுகின்றன. குளிர்காற்று பூமியின் மேற்பரப்பில் வீசுவதை மலைகள் தடுப்பதால் பலவகைப்பட்ட காற்றோட்டங்களும் உண்டாகின்றன. பிராந்திய வானிலைக்கு, அங்குள்ள சிறு மலைகளும், நீர்த்தேக்கங்களும் பெரிதும் காரணமாக இருக்கின்றன.

பொதுவாகக் குளிர்காலங்களில் மிகக் குளிர்ந்த வெப்பநிலையும், கோடைகாலத்தில் மிக அதிக வெப்பநிலையும் உண்டாகின்றன. ஒரே வெப்பநிலை உள்ள பகுதிகளைச் சேர்க்கும் கோடு, மாறு வெப்பநிலைக்கோடு (isothermal) எனப்படும். தெற்குக் கோளம் கடல்நிறைந்த பகுதியானதால் அதிலுள்ள மாறு வெப்பநிலைக்கோடுகள் வடக்குக் கோளத்தில் உள்ள கோடுகளைவிட நேராக இருக்கும். நிலப்பகுதியிலிருந்து கடற்பகுதிக்குச் செல்லும் பொழுதும், கடற்பகுதியிலிருந்து நிலப்பகுதிக்குச் செல்லும்

பொழுதும் மாறா வெப்பநிலைக்கோடுகள் பெரிதும் உருமாறுகின்றன (distortion). பெருங்கடல்களும், மிக உயர்ந்த மலைகளும், (உதாரணம் ஆசியாவின் இமயமலை) மாறா வெப்பநிலைக்கோடுகளில் பெரும் மாற்றங்களை உண்டாக்குகின்றன.

மாறா வெப்பநிலைக்கோடுகள் மேற்கிலிருந்து கிழக்காக, ஏறத்தாழ இணையாக இருக்கின்றன. காரணம் இப் பகுதிகளில் சூரிய வெப்பக்கதிர்கள் சமமான அளவில் தான் விழுகின்றன. இதிலிருந்து வெப்பநிலை வேறுபாடுகளைப் பெரிதும் தீர்மானிப்பது புவி நடுக்கோட்டிலிருந்து துருவங்களுக்குச் செல்லும் (latitude) தூரமே ஆகும் என்பது தெளிவாகிறது. பூமியின் சில பகுதிகளில் மாறா வெப்பநிலைக்கோடுகள் மிக நெருக்கமாக இருக்கின்றன. இது, கிடைமட்டத்தில், மிக வேகமாக வெப்பநிலை மாறுவதைக் குறிக்கிறது. இன்னும் சில பகுதிகளில் மாறா வெப்பநிலைக்கோடுகள் மிகுந்த இடைவெளியிட்டுக் காணப்படுகின்றன. இது, கிடைமட்டத்தில், மிக மெதுவாக வெப்பநிலை மாறுவதைக் காட்டுகிறது.

3-11. செங்குத்து வெப்பநிலை (Vertical temperature)

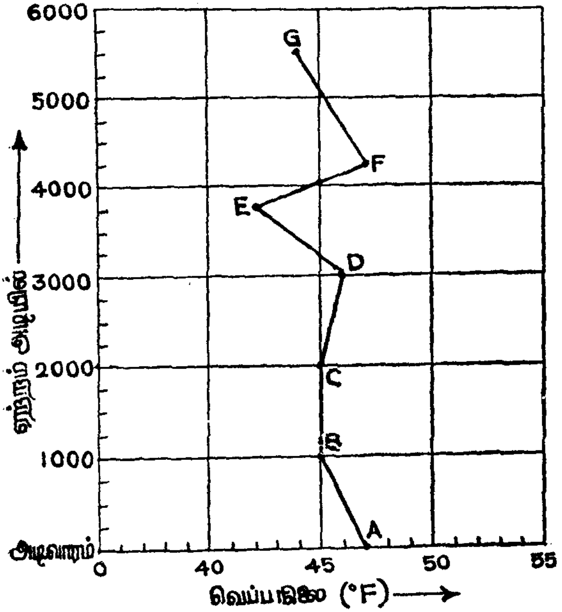
வெப்பநிலை பலவகைகளில் மாறுபாடு அடைகின்றது. அவற்றில் சிலவற்றைக் கீழே காண்போம்.

மாறு வீதம் (Lapse rate): பூமியிலிருந்து ட்ரோபோபாஸ் வரை உயரச் செல்லச்செல்ல ஒரு கிலோமீட்டருக்கு வெப்பநிலை சுமார் 6·5°C (அல்லது 1,000 அடிக்கு 3·6°F) குறைகிறது. செங்குத்தாகச் செல்லும்பொழுது வெப்பநிலை குறையும் வீதத்தை மாறு வீதம் எனக் கூறுகிறோம். வெப்பநிலை குறைந்தால் அதை நேர் (positive) மாறுவீதம் என்றும், வெப்பநிலை அதிகமானால் அதை எதிர் (negative) மாறுவீதம் என்றும் அழைக்கிறோம். வெப்பநிலை மாறாமல் நிலையாக இருந்தால் அது மாறா வெப்பநிலை (isothermal) ஆகும். வெப்பநிலை மேலே செல்லச்செல்ல, குறைந்துகொண்டே சென்று, பின்பு அதிகமானால் அது புரட்டு வெப்பநிலை (temperature of inversion) எனப்படும் (படம் 3-13).

பாய்சான் சமன்பாடு (Poisson's equation)

காற்று கீழ்ப் பகுதிக்குச் செல்லும்போதும் மேற்பகுதியிலிருந்து கீழ்ப் பகுதிக்கு வரும்போதும், வெப்பநிலை மாறுகிறது. ஏனெனில், காற்று மேலே செல்லும்பொழுது விரிவடைகிறது. அப்பொழுது புவிஈர்ப்பு விசையை எதிர்த்து இது செயல் (work) படுகிறது. இதற்கு வேண்டிய ஆற்றலை, அவற்றிலிருக்கும் வெப்பத்திலிருந்து எடுத்துக்கொள்வதால், காற்று குளிர்ச்சி அடைகிறது.

அதேபோல் காற்று கீழ்நோக்கி வரும்பொழுது இது இறுக்கம் (compression) அடைகிறது. அப்பொழுது காற்றின் வெப்பம் அதிகமாகிறது. அதாவது, காற்றின் வெப்பம் வெளிப்புறம் செல்லாமலும், வெளிப்புறமுள்ள வெப்பம் காற்றை அடையாம



AB — நேர் மாறுவீதம்
BC — மாறு வெப்பநிலை
CD — புரட்டு வெப்பநிலை
DE — மிகை (Steep) மாற்றுவீதம்
EF — கூர்ந்த (Sharp) புரட்டு வெப்பநிலை
FG — சாதாரண மாறுவீதம்

படம் 3-13
மாறுவீதம்

லும் இருந்தால்தான் மேற்கண்டவாறு காற்று, வெப்பமாற்றம் அடையும். அதாவது காற்று ஆற்றும் செயல், வெப்பமாக மாறுகிறது. இதுதான் வெப்ப இயக்கவியல் முதல் விதியாகும் (First law of thermodynamics). இம்மாதிரியாக மாறுபடும் வெப்பநிலைக்கும், காற்றின் அழுத்தத்திற்கும் உள்ள சமன்பாடுதான் பாய்சான் சமன்பாடு எனப்படும். அதைப் பின்வருமாறு கூறலாம்.

$$\frac{T}{T_0} = \left(\frac{P}{P_0}\right)^{0.288} \qquad \text{......(3.3)}$$

அழுத்தம் P_0 — அழுத்தத்திற்கு உரிய வெப்பநிலை T_0 ஆகும். அழுத்தம் Pஆக இருக்கும்பொழுது தனி வெப்பநிலை T-யாகும். உதாரணமாக, $T_0 = 300°K$, $P_0 = 1{,}000$ மில்லிபார், $P = 600$ மில்லி பார் என்று வைத்துக்கொண்டால்,

$$T = T_0 \left(\frac{P}{P_0}\right)^{0 \cdot 288}$$

$$\therefore \quad T = 300 \left(\frac{600}{1000}\right)^{0 \cdot 288}$$

$$\therefore \quad T = 259°K.$$

அதாவது காற்றின் அழுத்தம் 1,000 மில்லிபாரில் இருந்து 600 மில்லிபாராகக் குறையும்பொழுது (உயரச் செல்லச்செல்ல அழுத்தம் குறையும்) வெப்ப நிலையும் 300°K விருந்து 259°Kக்கு குறைகிறது.

ஒரு பொருளில் உள்ள வெப்பம் வெளிச் செல்லாமலும், வெளியிலிருக்கும் வெப்பம் அப்பொருளை அடையாமலும் இருந்தால் தான் மேற்கூறிய பாய்சான் சமன்பாடு சரி எனக் கொள்ளலாம். இவ்வாறு ஏற்படும் மாற்றத்தை மாறு வெப்பமுறை மாற்றம் (adiabatic change) எனக் கூறுகிறோம். இம்முறையால் பொருளின் வெப்பநிலைதான் மாறும். ஆனால் வெப்ப அளவு மாறாது. பொருளின் வெப்பநிலை மாறாமல் (constant temperature) வெப்பத்தின் அளவு மாறுபாடு அடைந்தால், அம்முறையை மாறு வெப்ப நிலை மாற்றம் (isothermal change) எனக் கூறுகிறோம். வானிலையின் மாற்றங்கள் பெரும்பாலும் மாறு வெப்பமுறையில்தான் உண்டாகின்றன.

நிலை வெப்பநிலை (Potential temperature)

வெப்பநிலை, அழுத்தத்தைப் பொருத்துப் பெரிதும் மாறுவதால், ஏதேனும் ஒரு குறிப்பிட்ட அழுத்தத்தை படித்தரமாக (standard) வைத்து வெப்பநிலையை கணக்கிடுவது நல்லது. 1,000 மில்லிபார் படித்தரமான அழுத்தத்திற்கு நேரான வெப்ப நிலை, நிலை வெப்பநிலையாகும். இதை தீட்டா (θ) எனக் குறிக்கிறோம். இந்த வெப்பநிலையை பாய்சான் சமன்பாட்டை வைத்துக் கணக்கிடலாம். உதாரணமாக ஓரிடத்தின் அழுத்தம் (p), வெப்ப நிலை ($T°K$) ஆகியவை தெரிவதாகக் கொள்வோம். $P_0 = 1{,}000$ மில்லிபார் என வைத்துக்கொண்டு, T_0 ஐக் கணக்கிடலாம். இதுதான் நிலை வெப்பநிலையாகும். இது ஒரு மாறிலி (constant) ஆகும். உதாரணமாக, $T = 259°K$, $p = 600$ மில்லிபார், $P_0 = 1{,}000$

மில்லிபார், எனக் கொண்டால் $T_0 = 300°K$, $T = 291°K$, $p = 900$ மில்லிபார், $P_0 = 1{,}000$ மில்லிபார் எனக் கொண்டாலும், $T_0 = 300°K$ தான். இவற்றைப் பாய்சான் சமன்பாட்டை உபயோகித்து சரிபார்க்கலாம். இந்த நிலை வெப்பநிலை வானிலை ஆய்வுக்குப் பெரிதும் பயன் தருவதாகும். (நாம் ஈரக் காற்றைப் பற்றித் தெரிந்துகொள்ள வேண்டுமானால், உலர்ந்த காற்றின் நிலை வெப்பநிலையை மட்டும் தனியாகக் கணக்கிடுதல் அவசியம். இதற்கு பகுதிநிலை வெப்பநிலை (partial potential temperature) எனப் பெயர்) இது நிலை வெப்பநிலையைவிட அதிகமாக இருக்கும்.

உலர்ந்த மாரு வெப்பமுறை மாறு வீதம் (Dry adiabatic lapse rate): காற்று மாரு வெப்பமுறையில் விரிவடையும்பொழுதும், சுருங்கும்பொழுதும் உயரச் செல்லச்செல்ல அதன் வெப்பநிலை எவ்வாறு மாறுபடுகிறது என்பதைத் தெரிந்துகொள்ளுதல் மிகவும் அவசியமாகும். (காற்று உலர்ந்த நிலையில் இருக்கும்போது, மாரு வெப்பமுறையில் மாறுவீதத்தைக் கணக்கிட்டால், அதற்கு உலர்ந்த மாரு வெப்பமுறை மாறுவீதம் எனப் பெயர். இதைப் பின்கண்ட சமன்பாட்டை உபயோகித்துக் கணக்கிடலாம்.

$$\left.\begin{array}{c}\text{உலர்ந்த மாரு வெப்பமுறை}\\ \text{மாற்றுவீதம்}\end{array}\right\} = \frac{g}{JCp} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots (3\cdot4).$$

இதில், g என்பது ஈர்ப்பு முடுக்கம் (acceleration due to gravity).

J என்பது வெப்ப எந்திர ஆற்றல் இணைமாற்று (mechanical equivalent of heat).

Cp என்பது நிலை அழுத்த வெப்ப எண் (specific heat at constant pressure).

இதன் அளவு சுமார் 10°C / கி.மீட்டர் எனக் கணக்கிடப் படுகிறது. மேற்கூறிய மாற்றுவீதம் வானிலையியலின் மிக முக்கியமான மாறிலியாகும் (constant).

தெவிட்டிய மாரு வெப்பமுறை மாறுவீதம் (Saturated adiabatic lapse rate): காற்று, தெவிட்டுநிலை (saturation) அடையும்வரை உயரச் சென்று, பின்பு ஆவிசுருங்கல் (condensation) அடைகிறது. அப்பொழுதுள்ள மாறுவீதமும் தெவிட்டாத நிலையில் இருக்கும் மாறுவீதமும் பெரிதும் வேறுபடுகின்றன. காரணம், காற்று ஆவி சுருக்கம் அடையும்பொழுது, வெளிப்படும் வெப்பம், மாரு வெப்ப முறை விரிவினால் ஏற்படும் குளிர்ச்சியின் வேகத்தைக் குறைப்பதே

ஆகும். காற்றுமண்டலத்தில், ஆவிச்சுருங்கலால் வெளிப்படும் வெப்பம் மிக அதிகம் (சுமார் 600 கலோரி / கிராம்). அதனால் மாறுவீதம் பெரிதும் குறைந்துவிடுகிறது. அட்டவணை 3-5-ல், அழுத்தம், வெப்பநிலை முதலியவைகளுக்கு நேரான தெவிட்டிய மாறு வெப்பமுறை மாறுவீதத்தின் (saturated adiabatic lapse rate) (°C/கி. மீட்டரில்) அளவுகள் கொடுக்கப்பட்டுள்ளன.

அட்டவணை 3·5

தெவிட்டிய மாரு வெப்பமுறை மாற்றுவீதம்

வெப்பநிலை 0°C	அழுத்தம் (மி. பார்) 1,000	அழுத்தம் (மி. பார்) 500
30	3·6	
20	4·5	
10	5·6	4·3
0	6·9	5·4
—10	8·1	6·8
—20	8·8	8·4

இது வெப்பநிலையைப் பொறுத்திருப்பதற்குக் காரணம் காற்று உயர்ந்த வெப்பநிலையில், அதிக ஈரத்தைத் தன்னகத்தே கொண்டுள்ளதேயாகும். இது, உயர்ந்த வெப்பநிலைகளில் குறைந்த வெப்பநிலைகளில், தெவிட்டாத மாற்றுவீத அளவுகளை நெருங்குகிறது.

மாய வெப்பநிலை (Virtual temperature) : காற்றின் வெப்பநிலை பொதுவாக அதன் அடர்த்தி, அழுத்தம் முதலியவைகளைப் பொறுத்ததாகும். இது உலர்ந்த காற்றின் வெப்பநிலையைத்தான் குறிக்கிறது. வானிலையியலுக்கு, காற்றின் ஈரத்தையும், சேர்த்து வெப்பநிலையைக் காணும் ஒரு சமன்பாடு தேவைப்படுகிறது. உலர்ந்த காற்றின் வெப்பநிலை (T), அடர்த்தி (P), அழுத்தம் (p) இவைகளைத் தொடர்புபடுத்தும் சமன்பாடு,

p = PRT (என்பதாகும்). ....(3·5)

இதில் R என்பது வாயு மாறிலி (gas constant)

இதன் மதிப்பு உலர்ந்த காற்றுக்கு

$2{\cdot}87 \times 10^6$ செ.மீ. கிராம். செகண்டு அலகுகள் ஆகும்.

இதன் மதிப்பை காற்று ஈரத்தின் அளவுக்குத் தகுந்தாற்போல் மாற்றுவது கடினமாகும். அதற்குப் பதிலாக, காற்றிலுள்ள, ஈரத்தைக் கணிக்க அதன் வெப்பநிலையை மாற்றுவது எளிதாகும்.

மேற்கூறிய சமன்பாட்டின் கட்டுப்பாடுகளில் அடங்கிய தூய, உலர்ந்த காற்றின் மாதிரியைக் கவனிப்போம். ஒரே வெப்பநிலையில் காற்றின் ஒருபகுதியில் அடங்கிய காற்று மூலக்கூறுகளை நீக்கி அதே அளவுள்ள நீராவி மூலக்கூறுகளைக்கொண்டு அவ்விடத்தை நிரப்பினால் அடர்த்தி குறையும். அதனால் அழுத்தமும் குறையும். காற்றின் பருமன் மாறவில்லையென்றால், பழைய அழுத்தத்தின் அளவை அடைய ஒரேவழி, வெப்பநிலையை உயர்த்துவதுதான். இந்தப் புது வெப்பநிலையைத்தான் மாய வெப்பநிலை என்கிறோம். இது உண்மையான வெப்பநிலையைவிட அதிகமாக இருக்கும். காற்றில் உள்ள ஈரம் அதிகமாக அதிகமாக மாய வெப்பநிலைக்கும், உண்மை வெப்பநிலைக்கும் உள்ள வித்தியாசமும் அதிகமாகும். மாய வெப்பநிலையை பின்கண்ட சமன்பாட்டில் உதவியால் கணக்கிடலாம்.

$$T_v = T\left(\frac{T + 1{\cdot}61\,w}{1 + w}\right) \qquad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots (3{\cdot}6)$$

அல்லது தோராயமாக, $T_v = T\,(1+0{\cdot}61w)$

இதில் T_v என்பது மாய வெப்பநிலை (°K)

T உண்மை வெப்பநிலை (°K)

w கலவை விகிதம் $\left(\dfrac{\text{நீராவியின் நிறை கிராமில்}}{\text{உலர்ந்த காற்றின் நிறை கிராமில்}}\right)$

உதாரணம்: T = 20°C என்றும் ω = 10 கிராம்/கி. கிராம் என்று வைத்துக் கொண்டால்,

T_v-யின் மதிப்பைக் கணக்கிடலாம்.

$$T = 273^\circ + 20^\circ = 293^\circ K$$

$$\text{சமன்பாட்டின் } T = 293\left[\frac{1+1{\cdot}61\times 10/1{,}000}{1+10/1{,}000}\right]$$

$$= 293\left[\frac{1+1{\cdot}61\times 0{\cdot}01}{1+0{\cdot}01}\right]$$

$$\therefore \quad T_v = 294{\cdot}77°K$$

தோராய சமன்பாட்டின்படி

$$T_v = 293\,(1+0{\cdot}61\times 0{\cdot}01)$$

$$T_v = 294{\cdot}79°K.$$

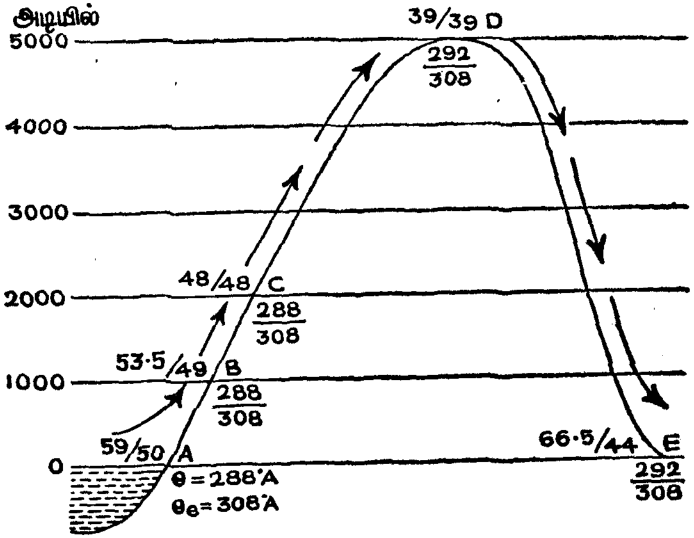
இந்த உதாரணத்தில் மாய வெப்பநிலைக்கும், உண்மை வெப்ப நிலைக்கும் உள்ள வித்தியாசம் 1·77°K ஆகும். பொதுவாக இந்த வித்தியாசம் 0°C முதல் 4°C வரை இருக்கும். அட்டவணை 3-6-ல் இந்த வித்தியாசம் தெவிட்டுநிலையில், வெவ்வேறு வெப்பநிலைகளி லும், அழுத்தங்களிலும் கொடுக்கப்பட்டுள்ளது.

அட்டவணை 3-6

மாய வெப்பநிலை வித்தியாசம் (தெவிட்டிய நிலையில்)

வெப்ப நிலை °C	அழுத்தம் - மில்லிபாரில்								
	1000	900	800	700	600	500	400	300	200
—30	0·0	0·0	0·0	0·1	0·1	0·1	0·1	0·1	0·2
—20	0·1	0·1	0·1	0·1	0·2	0·2	0·2	0·3	
—10	0·2	0·2	0·2	0·2	0·3	0·3	0·4		
0	0·6	0·6	0·7	0·8	0·9	1·2			
5	0·8	0·9	1·1	1·2	1·4				
10	1·3	1·5	1·6	1·9	2·2				
15	1·8	2·0	2·3	2·6					
20	2·6	2·9	3·2	3·7					
25	3·6	4·0	4·5						
30	4·8	5·4	6·1						
35	6·6	7·3							
40	8·8	9·9							

இணைமாற்று நிலை வெப்பநிலை (Equivalent potential temperature) (θ_e) இவ் வெப்பநிலை வானிலையியலுக்குப் பலவகைகளிலும் பயன்படுகிறது. இதைக் கொள்கையின்படி பின்வருமாறு அடையலாம். ஒரு குறிப்பிட்ட அளவு காற்றை, அதிலுள்ள ஈரம் முழுவதும் ஆவிச்சுருக்கம் அடையும்வரை மாறா வெப்பமுறையால் உயர எடுத்துச்சென்று பின்பு மாறா வெப்பமுறையால், அழுத்தம் 1,000 மில்லிபார் வரும்வரை தாழ்க்கொண்டுவருதல் வேண்டும். மிக உலர்ந்த காற்றின் நிலை வெப்பநிலையும் இணைமாற்று நிலைவெப்பநிலையும் ஒன்றுதான். ஈரமான காற்றின் இணைமாற்று நிலை வெப்பநிலை, நிலை வெப்பநிலையைவிட அதிகம். இவ் வெப்பநிலை, காற்று மேலே செல்வதாலோ, கீழே வருவதாலோ ஆவியாதலினாலோ அல்லது ஆவிச்சுருக்கத்தினாலோ மாறுவதில்லை. உதாரணமாகக் காற்று, மலையைக் கடந்துசெல்லும்பொழுது இவ் வெப்பநிலை மாறுவதில்லை. இதனைப் படம் 3-14-லிருந்து விளக்கமாக அறியலாம்.



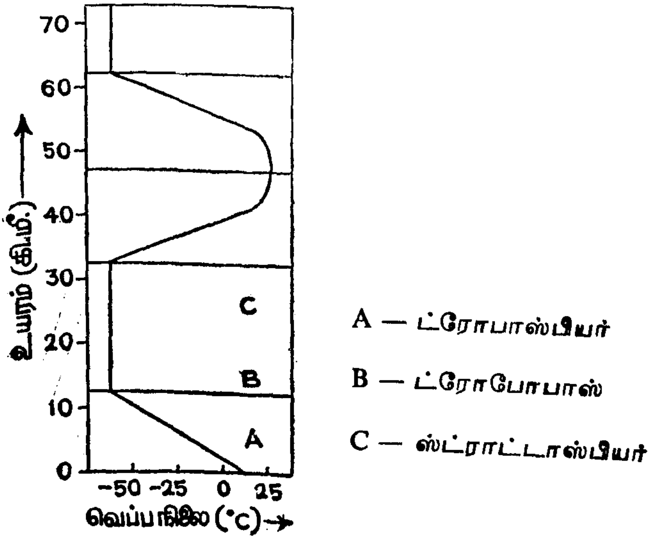
படம் 3-14

காற்று மலையைக் கடக்கும்பொழுது பல்வேறு வெப்பநிலைகளும் மாறும்விதம்

காற்று தெவிட்டுநிலை அடையும்வரை, அதாவது 2,000 அடி வரை நிலை வெப்பநிலை (288°A) மாறாமல் இருக்கிறது. பின்பு, உச்சியை அடையும்வரை (ஈரம் சுருங்கும்வரை) அது அதிகமாகிறது.

உச்சியில் இதன் அளவு 292°A ஆகிறது. இது உச்சியிலிருந்து கீழே வரும்வரை மாறுமல் 292°A-லேயே இருக்கிறது. வெப்ப நிலை முதலில் 59°A ஆக உள்ளது. மேலே செல்லச்செல்ல முதலில் மெதுவாகவும் (2,000 அடிவரை) பின்பு வேகமாகவும் குறைந்து உச்சியில் 39°A ஆகிறது. கீழே வரவர வெப்பநிலை மிகவும் அதிக மாகிறது. அடிமட்டத்தில் வெப்பநிலை 66·5 ஆகிறது. பனிநிலை (dew point) (பனிநிலை என்பது நீராவி குளிர்ந்து, நீராகச் சுருங்கும் வெப்பநிலை) 50°A-ல் தொடங்கி முதலில் மெதுவாகவும் (2,000 அடி வரை) பின்பு வேகமாகவும் குறைந்து, உச்சியில் 39°A ஆகிறது. கீழே வரவர அதிகமாகி, (சுமார் 1,000 அடிக்கு 1°F வீதம்) கடைசி யில் அடிமட்டத்தில் 44°Aக்கு வருகிறது. ஆனால் இந்த மாற்று நிலை வெப்பநிலை மட்டும் மாறுமல் எப்பொழுதும் 308A-ல் இருப்பதை அறியலாம்.

செங்குத்து வெப்பநிலை பங்கீடு : பூமியிலிருந்து மேலே செல்லச் செல்ல ஒரு கிலோமீட்டருக்கு வெப்பநிலை சுமார் 6·5°C குறைகிறது.



(படம் 3-15)
வெவ்வேறு உயரங்களில் வெப்பநிலை

இதற்கு இயல்பான மாறுவீதம் (normal lapse rate) என்று பெயர். இவ்வாறு வெப்பநிலை குறைவது ட்ரோப்போஸ்பியர் பகுதியிலும் இதன் மேற்பகுதியான ட்ரோபோபாஸ் பகுதியிலும்தான. இதற்கு

மேலுள்ள பகுதியான ஸ்ட்ராட்டாஸ்பியரில் வெப்பநிலை மிக மெதுவாக உயருகிறது. சில சமயங்களில் வெப்பநிலை மாறுமல் நிலையாகவும் இருக்கும். அதன்பின்பு வெப்பநிலை சுமார் 50 கி. மீட்டர்வரை உயர்ந்துகொண்டே சென்று மறுபடியும் குறைய ஆரம்பிக்கின்றது. இது சுமார் 60 கி. மீட்டர்வரை நீடிக்கிறது. இம் மாற்றங்கள் படம் (3-15-ல்) குறிக்கப்பட்டுள்ளன.

இவ்வாறு வெப்பநிலை ஒரு குறிப்பிட்ட பகுதிவரை குறைவதும் பின்பு அதிகமாவதும் காற்றுமண்டலத்தில் பல இடங்களில் நடைபெறுகின்றன. இதனை புரட்டு வெப்பநிலை (temperature of inversion) என்கிறோம். வெப்பநிலையில் ஏன் இவ்வாறு மாற்றங்கள் ஏற்படுகின்றன என்பதை அறிவோம்.

சூரியனிடமிருந்து வரும் வெப்பக் கதிர்வீச்சின் ஒருபகுதி பூமியை அடைகிறது. பூமி அதை உட்கவருகிறது. அதனுல் பூமி வெப்பமடைகிறது. பூமி எவ்வளவு வெப்பத்தை உட்கவருகிறதோ அதே அளவு வெப்பத்தை பல வழிகளிலும் வெளிவிடுகிறது என்று பார்த்தோம். ஒரு பகுதியை வெப்பக் கதிர்வீசல் முறையால் காற்றுமண்டலத்திற்கு அனுப்புகிறது. மற்ருெரு பகுதி வெப்பம், நீரை ஆவியாக்குவதில் செலவிடப்படுகிறது. இவ்வாருக ஆவியாக்கப்பட்ட நீர், நீராவியாகக் காற்றுமண்டலத்திற்குச் செல்கிறது. (அங்கு, நீராவி குளிர்ந்து, நீராக மாறி, ஆவியாவதற்கு எவ்வளவு வெப்பத்தை எடுத்துக்கொண்டதோ அதே அளவு வெப்பத்தை வெளிவிடுகிறது) பூமியிலிருந்து செல்லும் நீள அலைக் கதிர்வீச்சுகளை, காற்றுமண்டலத்தில் உள்ள கார்பன்-டை-ஆக்சைடும். நீராவியும், உட்கவருகின்றன, இதன் காரணமாக பூமியின் வெப்பக் கதிர்வீச்சு காற்றுமண்டலத்தின் அதிக உயரம் செல்வதில்லை. மேலும் அதன் செறிவும் உயரச் செல்லச் செல்ல மிக வேகமாகக் குறைவதால் வெப்பநிலையும் குறைகிறது. இதன் காரணமாகப் பூமியின் மேற்பரப்பிற்கு அருகில் உள்ள காற்றின் வெப்பம், அதைவிட உயரத்தில், உள்ள காற்றின் வெப்பத்தைவிட அதிகமாக இருக்கும். ஆகையால் உயரத்திலுள்ள அடர்ந்த காற்று கீழ்ப்பகுதிக்கும், கீழ்ப்பகுதியிலுள்ள லேசான காற்று உயரத்திற்கும் சென்று செங்குத்துக் கலவை நடைபெறுகிறது. ட்ரோபாஸ்பியரின் வெப்பநிலையைத் தீர்மானிப்பது இவ்வித கலவையே ஆகும்.

பூமியின் வெப்பக் கதிர்வீச்சு மேலும் உயரச் செல்லும் பொழுது அவ்வுயரங்களில் நீராவியின் அளவு குறைவதால், இக் கதிர்வீச்சும் அதிகமாக உட்கவரப்படுவதில்லை. அப்பொழுது வெப்பநிலை உயரச் செல்லச் செல்ல குறையும் வீதமும் குறைகிறது.

அதன் பிறகு இந்தச் செங்குத்துக் கலவையும் அவ்வளவாக ஏற்படுவதில்லை. அதனால் ஸ்ட்ரட்டாஸ்பியர் பகுதியில் வெப்பநிலை பெரும்பாலும் நிலையாக இருக்கும். ஆனால் ட்ரோபோபாஸ் பகுதிக்குப் பின், வெப்பநிலை அதிகமாகிறது என்று முன்பு கூறப்பட்டது. இதற்குக் காரணம் இன்னும் சரியாக ஆராயப்படவில்லை என்றாலும், சூரியனிடமிருந்து வரும் கதிர்வீச்சை இப்பகுதியில் சிறிதளவேயுள்ள ஓசோன் வாயு உட்கவருவதால் வெப்பமடைகிறது என்று கூறலாம். ஸ்ட்ராட்டாஸ்பியர் பகுதிக்கு மேல் (சுமார் 50 கி.மீ. வரை) மறுபடியும் வெப்பநிலை உயர்கிறது. ஏனெனில் இங்கு ஓசோன் வாயு மிக அதிக அளவில் இருப்பதால், வீரியக்கதிரின் புற ஊதாக் கதிர்களை உட்கவர்ந்து, வெப்பமடைகிறது.

சுமார் 50 முதல் 60 கி. மீட்டர் வரை வெப்பநிலை குறைகிறது. இதற்கு இதுவரை சரியான காரணங்கள் கண்டுபிடிக்கப்படவில்லை. சுமார் 60 கி. மீட்டர் உயரத்திற்குப் பிறகு வெப்பநிலை உயர்ந்து கொண்டே செல்கிறது. இது சூரியக் கதிர்வீச்சை அங்குள்ள ஆக்ஸிஜன் வாயு உட்கவருவதால் உண்டாகின்றது என்று கருதப்படுகிறது. மேலும் சூரியஒளி வட்டத்திலிருந்து (solar corona) காற்று மண்டலத்திற்கு வெப்பம் கடத்தப்படுவதாலும் இவ்வித அதிக வெப்பநிலை உண்டாகலாம் எனவும் கூறப்படுகின்றது. சுமார் 100 கி. மீட்டர் உயரத்தில் வெப்பநிலை சுமார், 260°K முதல் 280°K வரை இருக்கும். 300 கி. மீட்டர் உயரத்தில் சுமார் 1,000°K இருக்கலாம் எனவும் மதிப்பிடப்படுகிறது. அதிக உயரமான பகுதிகளில் அழுத்தம் மிக மிகக் குறைவாக இருப்பதால், அதற்குரிய வெப்பநிலை இயக்க வெப்பநிலை (kinetic temperature) எனப்படும். வரையறைப்படி (definition) இயக்க வெப்பநிலை என்பது மூலக்கூறுகளின் திசைவேகத்தின் (velocity) இரண்டாம்படிக்கு நேர்விகிதத்தில் இருப்பதாகும்.

இதுவரை, காற்றுமண்டலத்தின் பகுதிகள் சரிவர நிர்ணயிக்கப்படவில்லை. ட்ரோபாஸ்பியர், ஸ்ட்ராட்டாஸ்பியர் முதலிய பகுதிகளின் நெடுக்கம் (range) ஓரளவு தெரிந்தாலும், ட்ரோபோபாஸ் பகுதி, தெளிவாக இன்னும் நிர்ணயிக்கப்படவில்லை என்பது குறிப்பிடத்தக்கது. அதேபோல, இப்பகுதிகளின் வெப்பநிலையும் இன்னும் சரிவர ஆராயப்படவில்லை. இவ்வாறான வெப்பநிலை மாற்றங்களுக்கும், காரணங்கள் முழுமையாகத் தெளிவாக்கப்படவில்லை.

4. காற்றின் அழுத்தம்
(Air Pressure)

நம்மைச்சூழ்ந்துள்ள காற்றுமண்டலத்தை ஒரு பெருங்கடல் எனக் கொள்ளலாம். அந்தக் கடலின் அடித்தளத்தில்தான் எல்லா உயிரினங்களும் வாழ்கின்றன. பூமியின் மேற்பரப்பில் உண்டாகும் காற்றின் அழுத்த மாறுபாடுகள் இவ்வுயிரினங்களைப் பாதிப்பதில்லை. ஆனால் உயரமான பகுதிகளில், காற்றின் அழுத்தம் பெரும் விளைவுகளை உண்டாக்குகின்றது. இங்கு ஆக்ஸிஜன் வாயு குறைவாக இருப்பதால், மலையேறிகளுக்கு மூச்சுத் திணறல் ஏற்படுகிறது. இதனால் அவர்களின் வலிமையும் குறைந்துவிடுகிறது. மூளையும் மெதுவாகத்தான் வேலை செய்கிறது. சில சமயங்களில், சிந்தனை ஆற்றலும் குறைந்துவிடுகிறது. விமான ஓட்டிகளும், விமானம் சுமார் 20,000 அல்லது 25,000 அடி உயரத்தில் பறக்கும்போது, இதே நிலைக்குத்தான் ஆளாகிறார்கள். அவர்கள் மிக வேகமாகத் தீர்மானித்துச் செயல்பட வேண்டுமாகையால் தேவையான அளவுக்கு அழுத்தம் கொடுக்கப்பட்ட அறை (pressurised cabin) அவர்களுக்கு அவசியமாகிறது.

காற்றின் அழுத்தம் வானிலைக்கு எவ்வாறு பயன்படுகிறது என்பதை நோக்குவோம். இது வானிலைக்கு நேரிடையாகப் பயன்படுவதில்லையென்றாலும், மறைமுகமாகப் பலவழிகளிலும் துணை புரிகின்றது. உதாரணமாக, இன்று காற்றின் அழுத்தம் என்ன, நாளை இது எப்படி மாறும் என்ற வினாக்களில் யாரும் அக்கறை கொள்வதில்லை. ஆனால் நாளை புயல் வீசுமா? மழை பெய்யுமா? காற்றோட்டம் எந்தத்திசையில் எவ்வளவு வேகமாக வீசும்? என்பன போன்ற பலவகை வினாக்களுக்கு விடைகாண்பதில்தான் மனிதன் ஆர்வம் காட்டுகிறான். இவைகளை அறியப் பெருந்துணைபுரிவது காற்றின் அழுத்தமாகும். ஆகையால் இதனைப் பற்றி அறிதல் அவசியமாகிறது.

4. 1. காற்றழுத்த அலகு

நமது காற்றுமண்டலம் பலவகை வாயுக்களால் ஆன கலவை. ஆகையால் அதன் மொத்த அழுத்தம் தனித்தனி வாயு அழுத்தத்தின் கூட்டுத் தொகையாகும். இதில் நீராவியின் பங்கும் சுமார் 4% வரை, உண்டு. அழுத்தத்தை, ஒரு சதுர அலகு பரப்பில் உள்ள அமுக்கம் (thrust) என வரையறுக்கிறோம்.

அதாவது,

$$\text{அழுத்தம் (P)} = \frac{\text{அமுக்கம் (T)}}{\text{பரப்பளவு (A)}}$$

$$\text{அதாவது} \quad P = \frac{T}{A}$$

இதில், அமுக்கம் (T) என்பது ஒரு பரப்பில் செயல்படும் மொத்த நேர்க்குத்து விசையாகும். இதன் அலகு செ.மீ. கிராம். விநாடி முறையில் (C.G S. System) டைன் (dyne) எனப்படும். டைன் என்பது விசையின் அலகு ஆகும். ஒரு டைன் என்பது, ஒரு கிராம் நிறையுள்ள பொருளில், 1 செ.மீ/ (விநாடி)^2 முடுக்கத்தை, விசையின் திசையில், உண்டாக்குவதற்கு வேண்டிய விசையின் (F) அளவாகும். ஆகையால் அழுத்தத்தின் அலகைப் பின்வருமாறு அடையலாம்.

$$P = \frac{T}{A}$$

$$\text{ஆனல்} \quad T = F$$

$$\therefore \quad P = \frac{F}{A}$$

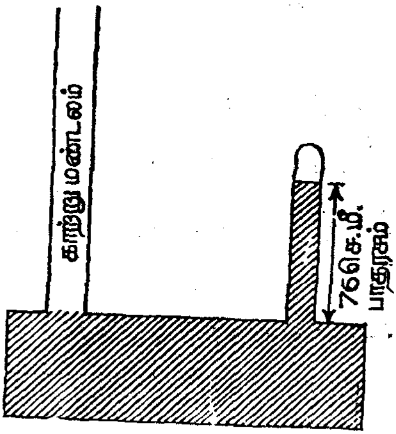
$$\therefore \quad P = \frac{\text{டைன்}}{\text{ச.செ.மீ}} = \text{டைன்} \,/\, \text{ச.செ.மீ.}$$

ஆகையால் அழுத்தத்தின் அலகு, டைன்/ச.செ.மீ.

மற்றொரு அலகு, பாரமானியில் காட்டும் பாதரசத்தின் உயரமாகும். உயரம் மில்லிமீட்டர், சென்டிமீட்டர் அல்லது அங்குலத்தில் குறிக்கப்படுகின்றது. இது ஓரிடத்தில் காற்றுமண்டலம் பாரமானிக் குழாயில் எவ்வளவு உயரம் பாதரசத்தைத் தாங்குகிறது என்பதைக் குறிக்கும். உதாரணமாக, ஓரிடத்தின் காற்றழுத்தம் 76 செ.மீ. பாதரச உயரம் என்றால், அவ்விடத்தில் காற்றுமண்டலம் பாரமானிக் குழாயில் 76 செ.மீ. உயரப் பாதரசத்தைத் தாங்கும் ஆற்றலைக் கொண்டிருக்கிறது என்பது பொருளாகும். அல்லது, அப்பகுதியிலுள்ள காற்றுமண்டலம்

முழுவதும் ஒன்றுசேர்ந்து பாரமானிக் குழாயிலுள்ள 76 செ. மீ. உயர பாதரஸத்தைச் சரியீடு (balance) செய்கிறது, என்று கொள்ளலாம்.

வானிலையியலில் பெரிதும் உபயோகத்தில் இருக்கும் அலகு மில்லிபார் (millibar) ஆகும். ஒரு ச.செ. மீட்டர் பரப்பளவில் செயல்படும் 1,000 டைன் விசை ஒரு மில்லி பார் ஆகும் அதாவது 1 மில்லிபார் = 1,000 டைன் 1 ச.செ.மீ. மில்லிபாருக்கும், டைன் 1 ச.செ. மீட்டருக்கும் உள்ள தொடர்பைப் பின் வரும் உதாரணத்திலிருந்து தெளிவாக அறியலாம். பூமியில் 45° குறுக்குக்கோட்டில் (latitude) கடல்மட்டத்திலுள்ள 760 மி.மீ. பாதரச உயரக் காற்றழுத்தம், இயல்பான படித்தர அழுத்தம் (normal pressure) எனப்படும். இதை, P = *hdg*, என்ற சமன்பாட்டை உபயோகித்துக் கணக்கிடலாம்.



படம் 4-1
காற்றின் அழுத்தம்

அதாவது,

அழுத்தம் (P = பாதரச உயரம் (h) $\times$ பாதரச அடர்த்தி (h) $\times$ ஈர்ப்பு முடுக்கம் (g).

$= 76 \times 13{\cdot}595 \times 980{\cdot}665$

$= 1{,}013{,}250$ டைன்/ச. செ. மீட்டர்

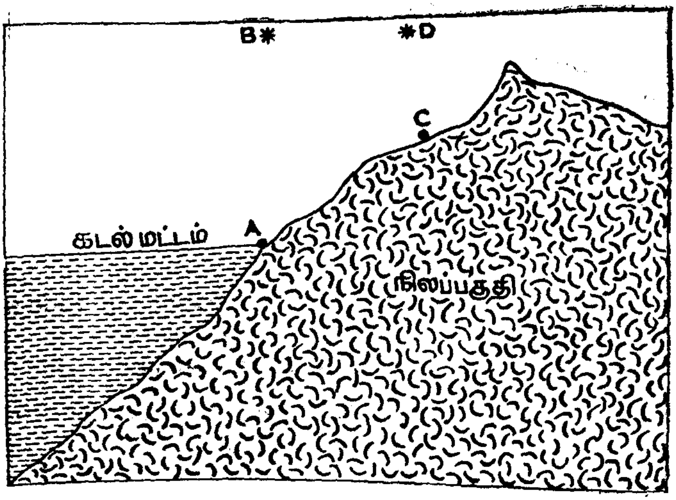
$\therefore$ P $= 1013{\cdot}250$ மில்லிபார்.

4-2. அழுத்தச் சுருக்கம் (Pressure reduction)

காற்றின் அழுத்தம் ஒரு குறிப்பிட்ட இடத்தில், மணிக்கு மணி எவ்வாறு வேறுபடுகின்றது என்பதைக் கணக்கிடுதல் வேண்டும். இதைக் கணக்கிடும் முறைக்கு பாரோகிராம் (Barogram) எனப் பெயர். இது, புயல் காற்றினால் ஏற்படும் மாற்றங்கள், அன்றாட வேறுபாடுகள் முதலியவைகளைத் தெரிந்துகொள்ள உதவுகிறது. வானிலையை அறியப் பல இடங்களின் அழுத்தத்தை

ஒரே சமயத்தில் அளக்கவேண்டும். பின்பு, அவைகளைக் கடல் மட்ட அழுத்தத்திற்குச் சுருக்கவேண்டும். இந்த முறையில், வேறு பட்ட பலவகை அழுத்தங்கள் கிடைக்கும். இவற்றில் ஒரேமாதிரி அளவுள்ள அழுத்தங்களுடைய பகுதிகளை ஓரழுத்தக் கோடுகளால் (isobars) சேர்க்கவேண்டும். இத்தகைய படத்திற்குக் கடல் மட்ட ஒரேநேர அழுத்த விளக்கப் படம் (synoptic sea level pressure chart) என்று பெயர்.

காற்றுமண்டலத்தில் ஒரு புள்ளியின் அழுத்தத்தை நிலமட்டத்திற்குச் சுருக்குவதோ (reduction) அல்லது நிலமட்டத்திலிருந்து மேலே மற்ற எந்த உயரத்திற்குச் சுருக்குவதோ கடினமல்ல. ஆனால் பூமியின் மேற்பரப்பில் உயர்ந்த இடத்தில் (elevated surface) அளக்கப்பட்ட அழுத்தத்தை, 100 அல்லது 1,000 அடி தாழ்வாக உள்ள கடல்மட்டப் பகுதிக்குச் சுருக்குவது மிகவும் கடினமாகும். ஏனெனில் இவ்விரண்டு பகுதிகளுக்கும் இடையே வெப்ப நிலை சீரான முறையில் இருப்பதில்லை.



A-யின் அழுத்தத்தை B-க்கு சுருக்குவது எளிது. அதேபோல் C-யின் அழுத்தத்தை D-க்கு சுருக்குவது எளிது. ஆனால் C-யின் அழுத்தத்தை A-க்கு சுருக்குவது மிகக் கடினமாகும்.

(படம் 4-2)

அழுத்தச் சுருக்கம்

உயர்ந்த நிலப்பரப்பின் அழுத்தத்தைக் கடல்மட்ட அழுத்தத்திற்குச் சுருக்கத் திருப்திகரமான வழி எதுவும் இல்லை. இருப்பினும்,

வானிலை ஆய்வாளர்கள் பலமுறை முயன்று, இதற்கு ஒரு வழி கண்டுபிடித்துள்ளனர். அதன்படி, உயர்ந்த நிலப்பரப்பிலுள்ள இடத்தின் 12 மணி நேர சராசரி வெப்பநிலையைக்கொண்டு இவ்விரண்டு இடங்களுக்கும் இடையேயுள்ள காற்றுக்கம்பத்தின் எடையைக் கணக்கிடலாம். இது காற்றழுத்தம் காண உதவுகிறது. அந்த இடத்தின் வெப்பநிலை குறைவாக இருந்தால், அவ்விடத்திற்கும் கடல்மட்டத்திற்கும் இடையேயுள்ள காற்றின் எடை அதிகமாயிருக்கும். வெப்பநிலை அதிகமாக இருந்தால் காற்றின் எடை, அதாவது அழுத்த வேற்றுமை அதன் வழியாகக் குறையும். இதைக் கணக்கிடும் சமன்பாட்டைப் பின்வருமாறு குறிக்கலாம்:

$$dp = -\ pgdz \quad \cdots\cdots\cdots (4\text{-}1)$$

இதில் dp — அழுத்த வித்தியாசம்.

g — ஈர்ப்பு முடுக்கம்.

dz — உயர வித்தியாசம்.

p — அடர்த்தி.

மேற்கூறிய சமன்மாடு, லேப்லாசின் நிலை நீரியல் சமன்பாடு (Laplace's hydrostatic equation) எனப்படும். ஆனால் அடர்த்திக்குப் பதிலாக, வெப்பநிலையைத்தான் பொதுவாகப் பயன்படுத்துகிறார்கள். இந்த சமன்பாட்டைப் பின்வருமாறு குறிக்கலாம்:

$$lnp = -\ \frac{g\,z}{RT} + \text{மாறிலி} \quad \cdots\cdots\cdots (4\text{-}2)$$

ln என்பது நேப்பேரியன் லாகரித்தும் (Naperian logarithm)

இதில் P ——→ அழுத்தம்.

R ——→ வாயுநிலை மாறிலி ($2{\cdot}87 \times 10^{6}$)

T ——→ வெப்பநிலை.

Z ——→ உயரம்.

அழுத்தத்திற்கு p^0, p என்ற எல்லைகள் கொடுத்தால், (2) சமன்பாடு, பின்வருமாறு மாற்றம் அடைகிறது.

$$lnp_0 - lnp = \frac{g\,z}{RT} \quad \cdots\cdots\cdots (4\text{-}3)$$

p_0 என்பது கடல்மட்டத்தில் அழுத்தம்.

உதாரணம்: ஒரு இடத்தின் உயரம் (z) $1{\cdot}61 \times 10^5$ செ.மீ; சராசரி வெப்பநிலை 0°C (273°A) என வைத்துக்கொண்டால், 4·3. சமன்பாட்டின்படி,

$$lnp_0 - lnp = \frac{980 \times 1.61 \times 10^5}{2.87 \times 10^6 \times 273}$$

$$\therefore lnp_0 - lnp = 0.200138$$

நேப்பேரியன் லாகிரித்தத்தை, பொது லாகிரித்தமாக (common logarithm-to the base) மாற்றும்போது, 2·3026 என்ற எண்ணால் பெருக்கவேண்டும்.

$$\therefore 2{\cdot}3026\ (log - p_0 - log\ p) = 0{\cdot}20138$$

$$\therefore log\ p_0 = log\ p + 0{\cdot}08746$$

அந்த இடத்தின் அழுத்தம் 833,000 டைன் / ச.செ.மீ. (833 மில்லிபார்) எனக் கொண்டால்,

$$log\ p_0 = log\ 833{,}000 + 0{\cdot}08746$$

அல்லது $log\ p_0 = 5{\cdot}92065 + 0{\cdot}08746$

$$= 6{\cdot}00811$$

அல்லது $p^0 = 1{,}018{,}900$ டைன்/ச.செ.மீ.

அல்லது $p_0 = 1018{\cdot}9$ மில்லிபார்,

கடல்மட்டத்தில் எவ்வளவு அழுத்தம் என்பதை இவ்வாறு கணக்கிடுகிறோம்.

வெப்பநிலையை 0°Cக்கு பதிலாக +20°C என வைத்துக் கொண்டால்

$p_0 =$ 1004·9 மில்லிபார்

வெப்பநிலையை — 20°C எனக் கொண்டால்

$p_0 =$ 1035·2 மில்லிபார்

எனவே கடல்மட்டத்திற்குச் சுருக்கப்படும் அழுத்தம் வெப்பநிலையைப் பொறுத்துப் பெரிதும் மாறுபாடு அடைகிறது. ஆகையால் ஒரு இடத்தின் வெப்பநிலை மிக அதிகமாகவோ, அல்லது மிகக் குறைவாகவோ, இருப்பின் அவ்விடத்தின் அழுத்தத்தைக் கடல் மட்ட அழுத்தத்திற்குச் சுருக்கும்பொழுது அது அவ்வளவு துல்லியமாக இருப்பதில்லை. அதனால், தற்காலத்தில் வேறு ஒரு முறை கையாளப்படுகிறது. 1,000, 850, 700, 500, 400, 300, 200, 100 மில்லிபார் ஆகிய அழுத்தங்கள் அடிப்படை அழுத்தங்களாக ஒப்புக்கொள்ளப்பட்டுள்ளன. இவற்றில் ஒவ்வொரு அழுத்தத்திற்கும் உரிய பல இடங்களின் சராசரி உயரத்தைக் கடல்மட்டத்

திலிருந்து கணக்கிடுகிறோம். இத்தகைய சில அழுத்தங்களும் சராசரி உயரங்களும் (4-1) அட்டவணையில் கொடுக்கப்பட்டுள்ளன. இப்பொழுது ஓரிடத்தின் வானிலையைக் கணக்கிட அவ்விடத்தின் அழுத்தத்தை கடல்மட்ட அழுத்தத்திற்குச் சுருக்கவேண்டியதில்லை. மாறாக, மேலே கூறப்பட்ட அடிப்படை அழுத்தங்களில் எது அவ் விடத்தின் அழுத்தத்திற்கு அண்மையில் உள்ளதோ அவ்வழுத்தத் திற்குச் சுருக்கினால் போதும். இம்முறையில் துல்லியம் அதிகம்.

அட்டவணை 4-1

அழுத்தம் (மில்லிபாரில்)	நிலையான அழுத்தப் பரப்புகளின் சராசரி உயரம் (அடியில்)
1,000	436
850	5,000
700	9,880
500	18,360
300	30,050
200	38,360
100	53,040

மேற்கண்ட அட்டவணையிலிருந்து, உயரம் அதிகமாக அதிக மாக அழுத்த மாறுபாடு வீதம் குறைகிறது என்பதை அறியலாம். உதாரணமாக 1,000 மில்லிபார், 700 மில்லிபார் அழுத்தமுள்ள இடங்களுக்கு இடையே உள்ள தூரம் சுமார் 9,000 அடி. ஆனால் 300 மில்லிபார் 100 மில்லிபார், அழுத்தமுள்ள இடங்களுக் கிடையே உள்ள தூரம் 23,000 அடியாகும். 1,000 மில்லிபார் அழுத்தமுள்ள இடம் கடல்மட்டத்திற்கு மிக அருகில் இருப்ப தாகும். கடல்மட்டத்திற்கும், ட்ரோபோபாஸ் பகுதிக்கும் நடுவில் இருப்பது 500 மில்லிபார் அழுத்தமுள்ள பகுதியாகும். ஸ்ட்ராட் டாஸ்பியர் பகுதியில் இருப்பது 100 மில்லிபார் அழுத்தமுள்ள பரப்பாகும் (surface) அழுத்தம் மாறுபடுவதால் நிலையான அழுத்த முடைய பரப்புகளின் உயரம், புள்ளிக்குப் புள்ளி, மணிக்கு மணி மாறுபடுகிறது. இந்த உயரம் மாறி மாறி அதிகமாவதும் குறைவ

தும் சாதாரணக் காற்று அல்லது புயல் காற்று அதன் வழியாகச் செல்வதைக் குறிக்கும். இம்முறையில் பிராந்திய வானிலையை அறிந்துகொள்ளலாம்.

நிலைநீரியல் சமன்பாட்டின் மற்றொரு முக்கிய உபயோகம், காற்றின் மொத்த நிறையில் பாதி அளவுக்கு நேரான காற்று மண்டலத்தின் உயரத்தைக் கணக்கிடுவதாகும். சமன்பாடு 4·3-ல் இருந்து,

$$z = \frac{RT}{g}(ln p_0 - ln p)$$

$$\text{அல்லது} = \frac{RT}{g} ln\left(\frac{p_0}{p}\right)$$

காற்று மண்டலத்தின் பாதி நிறை மேலும், பாதி நிறை கீழும் உள்ள புள்ளியில் அழுத்தம் $(p) = \frac{1}{2}p_0$.

$$\therefore \quad z = \frac{RT}{g} ln \; 2 \quad \cdots\cdots (4{\cdot}4)$$

$$T = 270°K \text{ என்று வைத்துக்கொண்டால்}$$

$$z = \frac{2{\cdot}87 \times 10^6 \times 270 \times ln2}{980}$$

அல்லது பொதுவான லாக்ரிதத்தில்,

$$z = \frac{2{\cdot}87 \times 10^6 \times 270 \times 2{\cdot}3026 \times log2}{980}$$

$$= \frac{2{\cdot}87 \times 10^6 \times 270 \times 2{\cdot}3026 \times 0{\cdot}30103}{980}$$

= 550,000 செ.மீ.

= 5,500 மீட்டர்.

= 18,000 அடி.

∴ z = 3·4 மைல்.

இது அழுத்தத்தின் மாற்றத்தை மட்டும் வைத்து கணக்கிடப் பட்டிருக்கிறது. ஈர்ப்பு, முடுக்கம், வெப்பநிலை முதலியன மாறினால், இதைக் கணக்கிடும் சமன்பாடு மிகவும் சிக்கல் நிறைந்ததாகும்.

4·3. காற்றழுத்த மாற்றங்கள்

காற்றின் அழுத்தம் மணிக்கு மணி, நாளுக்கு நாள், வருடத்திற்கு வருடம் மாறுபாடு அடைந்துகொண்டே இருக்கிறது.

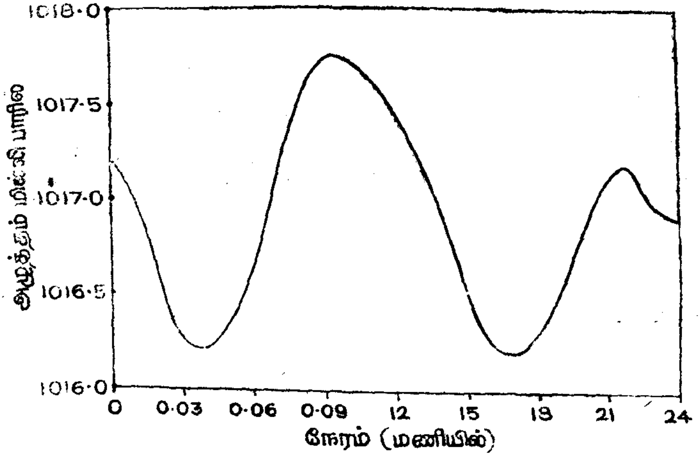
வழக்கமான மாறுதல்களுடன், புயற் காற்றினுல் ஏற்படும் ஒழுங் கற்ற மாறுபாடுகளும் சேர்ந்து மொத்த மாற்றங்களை உண்டாக்கு கிறது. சிலவகை மாற்றங்கள் கீழே விளக்கப்பட்டுள்ளன.

அன்றாட அழுத்தமாற்றம் என்பது ஒரு மணிக்கு ஒருமுறை யாகப் பலமணி நேரத்திற்கு அழுத்தங்களை அளந்து அவற்றின் சராசரியைக் கணக்கிடுதலாகும். பல மணி நேரத்திற்கு அளவுகள் எடுப்பதால். புயல் காற்றினுல் ஏற்படும் அழுத்தமாற்றம் சராசரி மாற்றத்திலிருந்து அதிக அளவு மாறுபடுவதில்லை. இவ்வாறு செய்தால், சில குறிப்பிட்ட நேரங்களில் அழுத்தம் அதிகமாகவும், சில நேரங்களில் குறைவாகவும் இருப்பது தெரியும். இந்த 'அன்றாட மாற்றத்திற்குக் காரணம், காற்று மண்டலம் சூரிய வெப்பத்தால் மாறி மாறி வெப்பமடைந்து குளிர்தலே ஆகும். ஏனெனில் வெப்ப மடையும்பொழுது காற்று விரிவடைகிறது. குளிரும்பொழுது சுருங்குகிறது. இதனுல் அழுத்தமும் மாறுகிறது.

வெப்பநிலை காரணமாகமட்டும் அழுத்தம் மாறுகிறது என்று கொண்டால், பெரும வெப்பநிலைக்கு உரிய அழுத்தம் சிறுமமாக இருத்தல்வேண்டும். சிறும வெப்பநிலைக்கு உரிய அழுத்தம் பெரும மாக இருக்கவேண்டும். இது உண்மையே. காற்று மண்டலத் தைப் பொறுத்தவரை அது 12 மணி அலைவு நேரத்தை உடையது. ஆனுல் காற்று மண்டலத்தின் வெப்பநிலையோ 24 மணி அலைவு நேரத்தை உடையது. அதாவது காற்று மண்டலத்தில் ஒரு குறிப் பிட்ட இடத்தில் 24 மணி நேரத்திற்கு ஒருமுறைதான் ஒரேமாதிரி யான வெப்பநிலை தோன்றும். ஆகையால் ஒரு நாளில் காற்று மண்டலம் இரண்டுமுறை அழுத்தக் கணத்தாக்குதல் (pressure impulse) அடைகிறது. இவற்றில் ஒன்று, பெரும வெப்பநிலையின் போதும் (மாலை சுமார் 3 மணிக்கு), மற்ருென்று சிறும வெப்ப நிலையின் போதும் (மாலை சுமார் 6 மணிக்கு) உண்டாகின்றன. இதனுல் சமச் சீரற்ற அழுத்த அலை உண்டாகிறது. (படம் 4-3)

இம்மாதிரியான வரைபடம் கடல்மட்டத்தில் உள்ள நிலப் பரப்பிற்கும் பெரிதும் பொருந்தும். மலைப் பகுதிகள், கடற் பகுதிகள் முதலியவற்றில் இதுபோல் சீரான முறையில் இருப்பு தில்லை. இதை வானிலை அறிஞர்கள் பெரிதும் ஆராய்ந்தனர். அதன் விளைவாகப் பின்கண்ட உண்மைகளைத் தெளிவாக அறிந்த னர். பொதுவாகக் காலை 10 மணிக்கும் இரவு 10 மணிக்கும் பெரும அழுத்தமும், காலை 4 மணிக்கும் மாலை 4 மணிக்கும் சிறும அழுத்தமும் ஏற்படுகின்றன.

ஒழுங்கற்ற அன்றாட அழுத்த மாறுபாடுகள் : ஒழுங்கற்ற அழுத்த மாறுபாடுகள் மணிக்கு மணி, நாளுக்கு நாள் ஏற்படுகின்றன. இதற்குக் காரணம் பெரும்பாலும் புயற் காற்றுகளே



படம் 4-3

அழுத்த அலை

வருடாந்திர அழுத்த மாறுபாடுகள் : இது புவி நடுக்கோட்டுப் பகுதிகளில் மிகக் குறைவு. குளிர்காலத்தில் நிலப் பகுதிகளிலும் கோடைகாலத்தில் கடற் பகுதிகளிலும் அழுத்தம் மிக அதிகமாக இருக்கிறது.

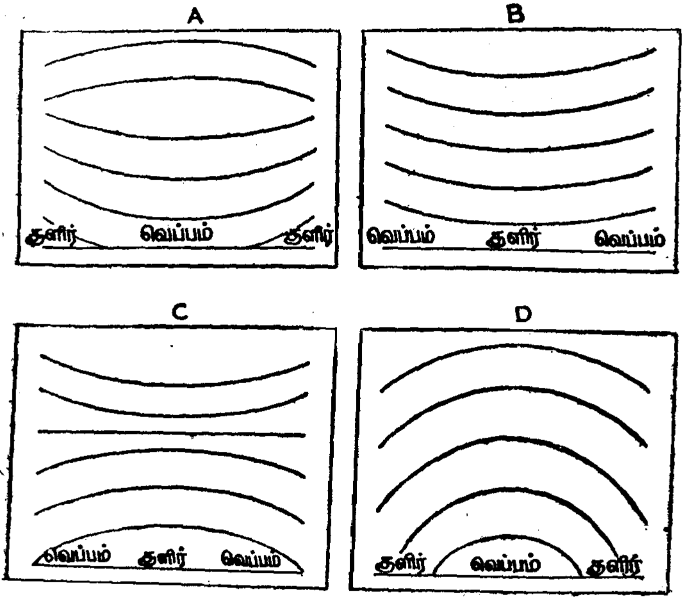
4-4. காற்றழுத்த வடிவங்கள் (Atmospheric pressure patterns)

வானிலையைச் சரிவர அறியப் பல இடங்களின் அழுத்தத்தையும் ஒரே நேரத்தில் அளந்து விளக்கப்படங்கள் தயார் செய்ய வேண்டும் என முன்பு குறிக்கப்பட்டது. பலவகையான விளக்கப் படங்கள், முக்கியமான அழுத்த வடிவங்களைக் கூறுகின்றன.

நிலைமட்ட விளக்கப் படம் (Constant level charts): பல இடங்களின் அழுத்தங்களையும் ஒரு குறிப்பிட்ட உயரத்திலுள்ள அழுத்தத்திற்குச் சுருக்கி வரையப்பட்ட படத்திற்கு நிலைமட்ட விளக்கப் படம் எனப் பெயர். கடல்மட்ட அழுத்தத்திற்குச் சுருக்கியும் விளக்கப்படங்கள் தயார் செய்யலாம். மாறு அழுத்தம் உடைய பரப்புகளைக் (surfaces) (உதாரணமாக 1,000 மில்லி பார் பரப்பு, 500 மில்லிபார் பரப்பு முதலியன) கொண்டு தயார்

செய்த விளக்கப் படம் நிலை அழுத்த விளக்கப் படம் (constant pressure chart) எனப்படும். மேற்கூறிய பரப்புகளின் உயரம் இப் படங்களில் முக்கிய பங்குகொள்கிறது. பெரும்பாலும், இரண்டு வித விளக்கப் படங்களும் பயன்படுத்தப்படுகின்றன.

குறைந்த அழுத்தப் பகுதிகள் : உயர்ந்த அழுத்தப் பகுதிகளுக் கிடையே உள்ள ஒரு குறைந்த அழுத்தப் பகுதியை இறக்கம் (low or depression) எனக் கூறுகிறோம். நீண்ட (elongated) இறக்கம், பள்ளம் (trough) எனப்படும். இதை மேற்கூறிய விளக்கப் படங் களிலும் குறிக்கலாம். எல்லாப் படங்களும் ஒரே முடிவைத்தான் தருகின்றன. இறக்கங்களின் நேர் செங்குத்துப் பகுதிகளின் தன்மை அதில் ஏற்படும் சராசரி வெப்பநிலையைப் பொறுத்ததாகும்.



A — வெப்ப மைய இறக்கம்
B — குளிர் மைய இறக்கம்
C — குளிர் மைய ஏற்றம்
D — வெப்ப மைய ஏற்றம்

படம் 4-4

குளிர்மைய, வெப்பமைய இறக்கமும் ஏற்றமும்

நடுவில் வெப்பநிலை சிறுமம் என்றால், இறக்கப் பகுதியின் நேர் உயரத்தில் அதன் செறிவு அதிகமாகிக்கொண்டே போகும். வெப்ப

நிலை பெருமம் என்றால், இறக்கப் பகுதியின் நேர் உயரத்தில் செறிவு குறைந்துகொண்டே போகும். இவைகளை வானிலையியலின்படி குளிர் மைய இறக்கம் (cold core low) என்றும், வெப்ப மைய இறக்கம் (warm core low) என்றும் கூறுகிறோம். (படம் 4-4). இவை மிகவும் முக்கியம் வாய்ந்தவை ஆகும். காரணம், இப் பரப்பில் (surface) உள்ள அழுத்தம், வெப்பநிலை முதலியவைகளைக் கொண்டு உயரமான பகுதிகளில் என்ன நடக்கும் என்பதை அறியலாம். குளிர் காற்றோ அல்லது வெப்பக் காற்றோ இந்த இறக்கப் பகுதிகளில் வீசுவதால் என்ன விளைவுகள் ஏற்படும் என்பதையும் அறியலாம்.

குளிர் மைய இறக்கத்தின் செறிவு செங்குத்துவாக்கில் ஏன் அதிகமாக வேண்டும்? வெப்ப மைய இறக்கத்தின் செறிவு ஏன் குறைய வேண்டும்? நிலைநீரியல் சமன்பாட்டைப் பயன்படுத்தி மேற்கூறிய கேள்விகளுக்குப் பதில் காணலாம்.

(4-1)-ன் சமன்பாட்டின்படி,

$$dp = -\rho g dz$$

அழுத்தத்தின் மாறுபாடும் (dp), உயரத்தின் மாறுபாடும் மிகக் குறைந்த அளவு என்று கொண்டால், மேற்கூறிய சமன்பாட்டைப் பின்வருமாறு எழுதலாம்.

$$\Delta P = \rho g \Delta z$$

Δp என்பது இரண்டு சமஅழுத்தக் கோட்டிற்கு (isobars) உள்ள செங்குத்து அழுத்த வித்தியாசம் அவைகளின் இடையே உள்ள செங்குத்து உயரம் Δz. ஆனால் பொருள்களின் (ρ) அடர்த்தி, வெப்பநிலைக்கு (T) எதிர்விகிதத்தில் மாறுகிறது. அதாவது

$$\rho \propto \frac{1}{T}$$

$$\text{ஆகையால், } \Delta \rho = \frac{-g\Delta z}{T}$$

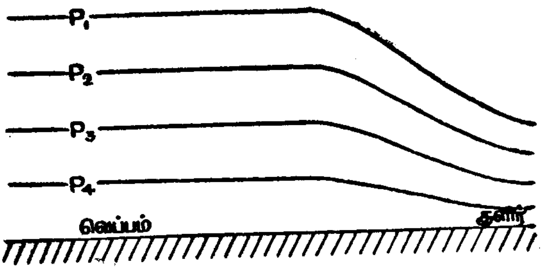
$$\text{அல்லது } \Delta z = \frac{\Delta p . T}{g}$$

ஆனால், இரண்டு அழுத்தக் கோட்டிற்கும் இடையே உள்ள அழுத்த வித்தியாசம் ஒரு மாறிலியாகும் (constant). இக் கோடுகள், அழுத்தம் வித்தியாசத்தை நிலையாக வைத்துத்தான் வரையப்படுகின்றன. ஈர்ப்பு முடுக்கமும் ஒரு மாறிலியாகும்.

ஆகையால் $\Delta z = KT$ .... (4·5

இதில் K என்பது மாறிலி $\left(-\frac{\Delta P}{g}\right)$

இந்தச் சமன்பாடு, வெப்பநிலை அதிகமாக அதிகமாக சமஅழுத்தக் கோட்டிற்கு இடையே உள்ள செங்குத்து உயரமும் அதிகமாகிறது, என்பதைக் குறிக்கிறது. அதேபோல் காற்று குளிர்ச்சியடையும் போது சமஅழுத்தக் கோடுகள் நெருக்கமடைகின்றன (படம் 4-5).



P_1, P_2, P_3, P_4 — சம அழுத்தக் கோடுகள்
வெப்பமான பகுதியில் இக்கோடுகள் அகலமாகின்றன.
குளிர்ந்த பகுதியில் நெருக்கமடைகின்றன.

படம் 4-5

சம அழுத்தக் கோடுகள் — விரிவதும், சுருங்குவதும்

வெப்பமான பகுதியில் சமஅழுத்தக் கோடுகள் அகலமாகின்றன; குளிர்ந்த பகுதியில் நெருக்கமடைகின்றன.

வெப்ப மைய இறக்கப் பகுதியில், வெப்பமான நடுப்பகுதி, ஓரப் பகுதிகளைவிட அதிகம் விரிவடைகிறது, (4 5 சமன்பாட்டின் படி). (படம் 4-4a). ஆகையால் சமஅழுத்தக் கோடுகளின் இடைவெளி, கிடைமட்டத்தில், இறக்கம் மறையும்வரை அதிகமாகிக் கொண்டே போகிறது. இன்னும் உயர்ந்த மட்டங்களில், இறக்கம் ஏற்றமாக (high) மாறுகிறது! இதுமாதிரி இயற்கையில், பல இடங்களில் ஏற்படுகின்றன. உதாரணமாகக் கிழக்குக் கலிஃபோர்னியாவின் பாலைவனப் பகுதி நேவாதா (Nevada), அரிசோனு (Arizona) முதலிய இடங்களில் வெப்ப மைய இறக்கம், ஏற்றமாக (சுமார் 8,000 அடி முதல் 1,0000 அடி உயரத்தில்) மாறுகிறது.

குளிர் மைய இறக்கம், அதற்கு மாறாக, உயரச் செல்லச் செல்ல அதிகமாகிறது (படம் 4-6). இதற்கு உதாரணம், அலுசியன் தீவுப் (Aleutian Island) பகுதியாகும். இடமாறும் இறக்கம் (travelling

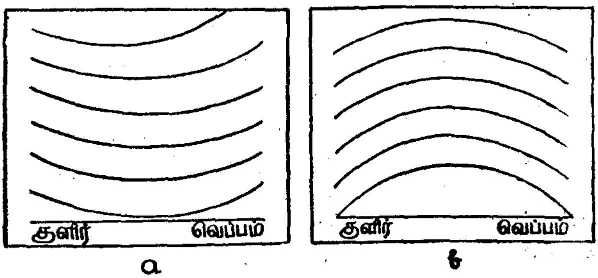
lows) இரண்டு வகைப்படும். வெப்ப மைய இறக்கம் வேகமாக இடம் மாறுகின்றது. ஆனால், குளிர் மைய இறக்கம் மெதுவாக மாறுகிறது. குறைந்த அழுத்தப் பகுதிகள் பலவகை வடிவங்களி லும் உருவாகின்றன. சில வட்டமாகவும் சில நீர் வட்டமாகவும் இருக்கும். சில சமயங்களில் இரண்டு மையங்களும் இருப்பதுண்டு. அதேபோலப் பள்ளங்களும் (troughs) சில இடங்களில் தெளிவாக வும், வேறுசில இடங்களில் தெளிவில்லாமலும் உரு அமைப்புக் கொண்டிருக்கும்.

அதிக அழுத்தப் பகுதிகள்: இது குறைந்த அழுத்தப் பகுதிக ளால் சூழப்பட்ட, அதிக அழுத்தப் பகுதியைக் குறிக்கிறது. இதை, சம அழுத்தக் கோடு அல்லது சமமட்டக் கோடு விளக்கப் படங்க ளில் குறிக்கலாம். இப்பகுதிகளை, ஏற்றங்கள் (highs) என்று கூறுகிறோம். நீண்ட ஏற்றங்கள் (elongated highs) ஆப்பு (wedge) எனப்படும். ஏற்றங்களின் நேர் செங்குத்துப் பகுதிகளின் தன்மைகள் அதன் வெப்பநிலையைப் பொறுத்ததாகும். இவை குறைந்த அழுத்தப் பகுதிகளுக்கு நேர்மாறான முறையில் மாறுபடு கின்றன. குளிர் மைய ஏற்றங்களின் (cold core highs) செறிவு, செங்குத்தாக உயரச் செல்லச் செல்ல, குறைகிறது. ஆனால் வெப்ப மைய ஏற்றங்களின் செறிவு அதிகமாகிக்கொண்டே போகிறது. (படம் 4-4, c+d) ஆர்க்டிக் (Arctic), அன்டார்க்டிக் (Antarctic) பகுதிகளில், குளிர்காலத்தில், குளிர் மைய ஏற்றங்கள் உருவாகின் றன. அவைகளின் நடுப்பகுதிகள் குறைந்த வெப்பநிலையில் உள்ளன. இவைகள் பெரும்பாலும், குறைந்த குறுக்குக் கோட்டுப் பகுதிகளுக்கு, சூறாவளித் தடுப்புத்தோற்றுவாய் (anticyclogenesis) என்ற முறையில், நகருகின்றன. இம்முறையின் விளக்கத்தை அடுத்த அத்தியாயத்தில் காணலாம். காற்றுமண்டலத்திலும் பூமியின் கிடைமட்டப் பரப்பிலும் இறக்கங்களுக்குச் சமமான அளவில் ஏற்றங்களும் உள்ளன. ஆனால் இறக்கத்தின் செறிவு ஏற்றத்தின் செறிவைவிட அதிகமாக இருக்கும். இதுதான் இந்த இரண்டு பகுதிகளுக்கும் உள்ள மிக முக்கிய வேறுபாடாகும். மேலும், வெப்பநிலை சீராக இல்லாதபோது, இறக்க ஏற்றங்களின் அச்சுகள் மிகவும் சாய்ந்திருக்கும் (படம் 4-6) இறக்கக் கோடு களின் அச்சு மேல்நோக்கிக் குளிர்ந்த பகுதியின் பக்கம் சாய்கிறது. ஏற்றக் கோடுகளின் அச்சு, மேல்நோக்கு வெப்பப் பகுதியின் பக்கம் சாய்கிறது.

4-5. காற்றழுத்தப் பங்கீடு

செங்குத்து உயரத்தில் பங்கீடு: காற்று அதிகமாக இறுகும் தன்மை உடையதால் உயரச் செல்லச் செல்ல, அழுத்தம் குறை

கிறது. அதனால் காற்றுமண்டலத்தில் தாழ்வான பகுதியில் அழுத்தம் மிக அதிகமாக இருக்கவேண்டும். காரணம், இந்தப் பகுதியை மற்ற எல்லாக் காற்றுப்படலங்களின் (layers) எடையும் அழுத்து



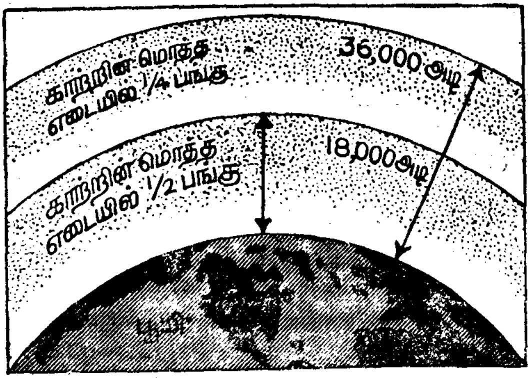
a — இறக்கத்தின் சம அழுத்தக் கோடுகள். இதன் அச்சு மேல்நோக்கிக் குளிர்ந்த பகுதியின் பக்கம் சாய்கிறது.

b — ஏற்றத்தின் சம அழுத்தக் கோடுகள். இதன் அச்சு மேல்நோக்கி வெப்பப் பகுதியின் பக்கம் சாய்கிறது.

படம் 4-6

சம அழுத்தக் கோடுகள் — இறக்கத்திலும், ஏற்றத்திலும்

கிறது. பூமியிலிருந்து பலநூறு மைல்கள் காற்றுமண்டலம் பரந்து கிடந்தாலும் காற்றின் மொத்த எடையில் பாதி சுமார் 18,000 அடி உயரத்திற்குள் அடங்கிவிடுகிறது (படம் 4-7). ஆகையால் கடல்மட்டத்திலிருந்து முதல் சில ஆயிரம் அடிவரை, ஒவ்வொரு



படம் 4-7

காற்றின் செங்குத்து அமைப்பும், அழுத்தமும்

900 அடி அல்லது 1,000 அடிக்கும் அழுத்தம் சுமார் 34 மில்லிபார் வரை குறைகிறது. அதற்குமேல் உயரம் அதிகமாக அதிகமாக காற்றின் அடர்த்தி இன்னும் வேகமாகக் குறைவதால் அழுத்தம் வேகமாகக் குறைந்துகொண்டே போகிறது. அட்டவணை 4-2. காற்றின் அழுத்தமும், துகள் அடர்த்தியும் (particle density) அழுத்த விகிதத்திற்கேற்ப எவ்வாறு மாறுபடுகின்றன என்பதைக் காட்டுகிறது. ஏதேனும் ஒரு உயரத்திலுள்ள அழுத்தத்திற்கும் (p), கடல்மட்ட அழுத்தத்திற்கும் (p_0) உள்ள விகிதம், அழுத்த விகிதமாகும் (P/P_0). சுமார் 150 கி.மீட்டர் உயரம்வரை கொடுக்கப்பட்டுள்ள அளவுகள் துல்லியமாக இருக்கும். அதற்கு மேல் உள்ள உயரங்களுக்குரிய அளவுகள் இவ்வுயரங்களில் அழுத்தத்தை அளப்பது மிகவும் கடினமாகையால், அவ்வளவு துல்லியமாக இருக்காது. இருப்பினும், இந்த அளவுகளையே, இப்போதைக்குச் சரியெனக் கொள்ளலாம்.

பொதுவாக 114 கி.மீட்டர் உயரத்தில் அழுத்தம் மிகக் குறைவாக இருப்பதால் அந்த இடத்தை 'வெற்றிடம்' எனவே கருதலாம். மின்சார விளக்குகளின் உள்ளே இருக்கின்ற அழுத்தமும் இதே அளவுதான். எலெக்ட்ரான் நுண்ணோக்கியில் (electron microscope) பயன்படுத்தப்படும் அழுத்தம் சுமார் 150 கி.மீட்டர் உயரத்தில் உள்ள காற்றின் அழுத்தமாகும். சுமார் 270 கி.மீட்டரில் உள்ள அழுத்த விகிதம் 10^{-9} ஆகும். இது நாம் பூமியில் உண்டாக்கக்கூடிய மிக உயர்ந்த வெற்றிடமாகும். இவ்வளவு குறைவான அழுத்தமுடைய பகுதியில்கூட 1 கன. செ. மீட்டரில் சுமார் ஏழரை மில்லியன் ($7 \cdot 5 \times 10^9$) துகள்கள் இருக்கின்றன! அங்கு இத்துணைத் துகள்கள் (எலெக்ட்ரான், அணு, மூலக்கூறுகள் முதலியன) இருந்தபோதிலும், அவை ஒன்றோடொன்று மோதுவதற்குச் சராசரியாக 750 கி.மீட்டர் தூரம்வரை பயணம் செய்தாக வேண்டும்! இந்த தூரம், சராசரி மோதலிடைத் தூரம் (mean free path) எனப்படும்.

கிடைமட்ட அழுத்தப் பங்கீடு: வெப்பப் பங்கீடு மாறு வெப்ப நிலைக் கோடுகளால் குறிக்கப்படுகிறது; அதேபோலக் காற்றின் அழுத்தப் பங்கீடு, சமஅழுத்தக் கோடுகளால் (isobars) குறிக்கப்படுகிறது. அதாவது இவை கொடுக்கப்பட்ட உயரத்தில், ஒரே அழுத்தமுள்ள இடங்களைச் சேர்க்கும் கோடுகளாகும். 4-4 என்ற பிரிவில், விளக்கப் படங்கள் வரைந்து, வானிலையை எவ்வாறு அறியலாம் என்பது விளக்கப்பட்டுள்ளது.

பொதுவாக, கோடைகாலத்திலும், குளிர்காலத்திலும் நிலப் பகுதி நிறைந்த வடகோளப் பகுதியில் கடற்பகுதி நிறைந்த தென்

அட்டவணை 4-2

காற்றுமண்டல உயரத்திற்குரிய அடர்த்தியும் அழுத்த விகிதமும்

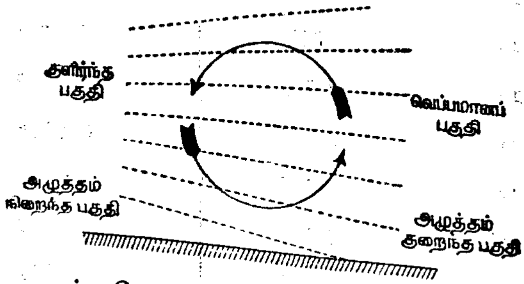
அழுத்த விகிதம் P/P_0	உயரம் கி.மீட்டரில்	துகள் அடர்த்தி (/ செ.மீ.^{3})
1	0	$2 \cdot 6 \times 10^{19}$
10^{-1}	16	$3 \cdot 6 \times 10^{18}$
10^{-2}	31	$3 \cdot 4 \times 10^{17}$
10^{-3}	50	$2 \cdot 1 \times 10^{16}$
10^{-4}	73	$2 \cdot 7 \times 10^{15}$
10^{-5}	91	$2 \cdot 7 \times 10^{14}$
10^{-6}	114	$2 \cdot 0 \times 10^{13}$
10^{-7}	150	$1 \cdot 4 \times 10^{12}$
10^{-8}	198	$1 \cdot 1 \times 10^{11}$
10^{-9}	270	$7 \cdot 5 \times 10^{9}$
10^{-10}	392	$5 \cdot 4 \times 10^{8}$
10^{-11}	725	3×10^{7}
10^{-12}	1,180	3×10^{6}
10^{-13}	1,700	3×10^{5}
10^{-14}	2,300	40,000
10^{-15}	3,000	3,000
10^{-16}	4,000	300
10^{-17}	19,000	30
6×10^{-18}	70,000	18

கோளப் பகுதியைவிட அழுத்தத்தைப் பொறுத்துப் பெரிதும் மாறுபாடு உண்டாகிறது. அழுத்தம் குறைந்த பகுதிகள் பெரும்பாலும் புவி நடுக்கோட்டிற்கும் தெற்குப் பகுதியில் இருக்கின்றன. உதாரணம் : தென் அமெரிக்கா, தென் ஆப்ரிக்கா, ஆஸ்திரேலியா முதலியன. தென் கோளப்பகுதியில் அழுத்தம் நிறைந்த பகுதிகள் பசிபிக், அட்லாண்டிக், இந்துமகா சமுத்திரம் முதலியவைகளை மையமாக வைத்துச் சுமார் 30°—40° குறுக்குக்கோட்டில் இருக்கின்றன. வடகோளப் பகுதியில், அழுத்தம் நிறைந்த பகுதிகள், வடக்காக, அட்லாண்டிக், பசிபிக் கடல்களை மையமாக வைத்து உண்டாகின்றன. மிகவும் அழுத்தம் குறைந்த பகுதிகள் வட பசிபிக் கடற்கரையிலும், அட்லாண்டிக் கடற்கரையிலும் இருக்கின்றன.

4-6. அழுத்த மாற்றத் தோற்றுவாய் (Origin of pressure changes) :

அழுத்த மாற்றங்கள் இரண்டுவகையான காரணங்களால் உண்டாகின்றன.

வெப்பத் தோற்றுவாய் (Thermal origin) : ஒரு குறிப்பிட்ட கன அளவுள்ள காற்றின், அடர்த்தியும். எடையும் வெப்பநிலையைப் பொறுத்து மாறுகின்றன. காற்று வெப்பமடையும்பொழுது விரிவடைகிறது. அதனால் அதன் அடர்த்தி குறைகிறது. ஆகையால் ஒரு குறிப்பிட்ட கன அளவுள்ள வெப்பக் காற்றின் எடை அதே கன அளவுள்ள குளிர்ந்த காற்றின் எடையைவிடக் குறைவாக இருக்கும். வெப்பத்தைப் பொறுத்து அடர்த்தி மாறுவதால், செங்குத்தாகவும்; கிடைமட்டமாகவும் காற்று இடம் பெயர்கிறது. இதனால் அழுத்த மாற்றம் உண்டாகிறது (படம் 4-8).



உடைந்த கோடுகள், சம அழுத்த பரப்புக்களைக் குறிக்கின்றன.

படம் 4-8

காற்றின் வெப்பநிலையும், அழுத்தமும் காற்றோட்டமும்

மேற்கூறிய உண்மையிலிருந்து, அதிக வெப்பநிலைப் பகுதிகளில் அழுத்தம் குறைவாகவும், குறைந்த வெப்பநிலைப் பகுதிகளில் அழுத்தம் அதிகமாகவும் இருக்கும் என்று தெரிகிறது. இவ்வாறு, பெரும்பாலான பகுதிகளில், நிகழ்கின்றது. வெப்ப ஏற்றங்களும் (Thermal highs) இறக்கங்களும் (lows) பின்வரும் பலவகைகளில் உண்டாகின்றன. கடத்தல், கதிர் வீச்சு முறைகளில் காற்று பூமியின் பரப்பைச் சூடாக்குதல் அல்லது குளிர்ச்சியாக்குதல்: கிடைமட்டமாகக் காற்றின் பகுதிகள் இடம் பெயர்தல்: வெப்ப ஆவி சுருங்கல் காரணமாக வெளிவிடப்பட்ட வெப்பம் காற்றுக்கு மாற்றப்பட்டு, காற்றின் வெப்பநிலை மாறுபாடு அடைதல்; வெப்பத் தோற்றுவாயின் காரணமாக அதிக அழுத்தம் நிறைந்த இடங்கள், ஆசியாவும், வட அமெரிக்காவும் (குளிர்காலத்தில்) கோடைகாலத்தில் மிகக் குறைந்த அழுத்தமுடைய பகுதிகள், வட இந்தியா, வட அமெரிக்கா, நடு ஆசியா முதலியன.

இயக்கத் தோற்றுவாய் (Dynamic origin): உராய்வின் (friction) மூலமாகவோ அல்லது மையவிலக்கு விசையாலோ (contrifugal force) காற்றின் அழுத்தம் மாறுபடும். உதாரணமாக, ஒரு குடுவையில் நீர் எடுத்துக்கொண்டு அதைச் சுழற்றினால், குடுவையின் சுவரின் உராய்வு இழுவை (frictional drag) காரணமாகத் தண்ணீரில் இயக்கம் ஏற்படுகிறது. அதனால் அழுத்தம் குறைகிறது. இதேபோல, ஆற்றில் நீர் ஒரு வளைவைக் கடந்து மறுபுறத்தில் குவியும்பொழுது அதன் இயக்கம் குறைவதால் அழுத்தம் அதிகமாகிறது. இதுபோன்ற நிகழ்ச்சிகள் காற்றுமண்டலத்தில் நிகழுமானால், அங்கும் அழுத்தம் மாறுபடும். இதுவரை தெரிந்த அளவில், அழுத்த மாற்றங்கள் பெரும்பாலும் இயக்கத் தோற்றுவாயை அடிப்படையாகக் கொண்டவையே.

5. காற்றோட்டம்

காற்றோட்டம் வானிலைக்கு மிகவும் முக்கியம். குறிப்பாகக் காற்றோட்டத்தின் வேகம் அதிகமாகும்போது, அது வானிலையில் குறிப்பிடத்தக்க சிறப்பிடம் பெறுகிறது. அதோடு, வெப்பநிலை, வீழ்படிவாதல் (precipitation) முதலியவைகளில் இது ஏற்படுத்தும் விளைவுகள் காரணமாக இதன் முக்கியத்துவம் மேலும் அதிகமாகிறது. இருப்பினும், இது தனித்தியங்கக்கூடியது அல்ல; மற்ற உட்கூறுகளுடன் பலவகைகளிலும், தொடர்புகொண்டுள்ளது. உதாரணமாக வெப்பநிலை வித்தியாசம்தான், காற்றோட்டத்திற்கு வேண்டிய ஆற்றலைக் கொடுக்கிறது. இந்த வெப்பநிலை வித்தியாசம், பெரும்பாலும் வீழ்படிவாதல் முறையில் வெளிப்படும் அல்லது உட்கவரப்படும் வெப்பத்தினால் உண்டாகிறது.

வெப்பதட்ப நிலைக்கு, காற்றோட்டம், இரண்டு வகைகளில் பயன்படுகிறது. ஒன்று தாழ்ந்த குறுக்குக்கோட்டுப் பகுதிகளிலிருந்து உயர்ந்த குறுக்குக்கோட்டுப் பகுதிகளுக்குக் காற்றோட்டம் வெப்பத்தை எடுத்துச்செல்கிறது. இதனால், இப்பகுதிகளில் கதிர் வீச்சு சமநிலை இல்லாதபோதிலும், வெப்பச் சமநிலை ஏற்படுகிறது. இரண்டாவதாகக் கடற்பரப்பில் ஆவியாக்கப்பட்ட நீராவியை, நிலப்பகுதிக்கு எடுத்துச்செல்வதும் காற்றோட்டம்தான். பின்பு இந்த நீராவியானது குளிர்ந்து மழையாகப் பொழிகிறது. ஆக, காற்றோட்டத்திற்கும் வானிலைக்கும் நெருங்கிய தொடர்பு உண்டு என்பதை அறியலாம்.

5-1. காற்றோட்ட விசைகள்

வெப்பச் சலன முறையால், கிடைமட்டமாகவும், செங்குத்தாகவும், ஒரு பகுதியிலிருந்து மற்றொரு பகுதிக்கு வெப்பம் மாற்றப்படுகிறது என்று முன்பு பார்த்தோம். இதிலிருந்து, காற்று மண்டலத்தில் காற்றோட்டம் பெருமளவில் ஏற்படுதல் வேண்டும் என்று தெரிகிறது. செங்குத்தாக உண்டாகும் காற்றோட்டங்கள்,

மேகம், வீழ்படிவு முதலியன உண்டாவதற்குத் துணைபுரிகிறது. ஆனால் இம்முறையில் உண்டாகும் மேகம் வீழ்படிவு முதலியன கிடைமட்டக் காற்றோட்டத்தினால் உண்டாகும் அளவைக்காட்டிலும் மிகக் குறைவாகும். ஆகையால், இப்பகுதியில் கிடைமட்டக் காற்றோட்டத்தையே பெரிதும் விளக்குவோம்.

கிடைமட்ட அழுத்தச்சரிவு விசை (Horizontal pressure gradient force): காற்றுமண்டலத்தில், இரு இடங்களிலும் காற்றின் அடர்த்தி வெவ்வேறாக இருக்கிறது, என்று வைத்துக்கொள்வோம். இது இவ்விடங்களில், கிடைமட்டத்தில் அழுத்த வித்தியாசத்தை உண்டாக்குவதால் காற்றோட்டம் ஏற்படுகிறது. அதாவது, காற்று, அழுத்தம் அதிகமான இடத்திலிருந்து அழுத்தம் குறைவான இடத்திற்குச் செல்கிறது. இதைத்தான் காற்றோட்டம் என்கிறோம். கிடைமட்டமாக, இரண்டு புள்ளிகளில் அழுத்த வித்தியாசம் இருக்கும்போது, ஒரு விசை உண்டாகிறது. இந்த விசைதான் காற்றை அதிக அழுத்தமுள்ள புள்ளியிலிருந்து குறைவான அழுத்தமுள்ள புள்ளிக்குக் காற்றைத் தள்ளுகிறது. குழாயின் வழியாகத் தண்ணீர் செல்வதும் இவ்விதமாகத்தான் நடைபெறுகிறது.

கிடைமட்டத்தில், இரண்டு பகுதிகளில் அழுத்த வித்தியாசம் இருக்கிறது என்றால் அங்கு அழுத்தச் சரிவு (pressure gradient) இருக்கிறது என்பது பொருள். இரண்டு பகுதிகளுக்கு இடையே உள்ள அழுத்த வித்தியாசத்திற்கும், அவைகளின் இடையே உள்ள தூரத்திற்கும் உள்ள விகிதம் அழுத்தச் சரிவு எனப்படும். இதனால் உண்டாக்கப்பட்ட விசையை அழுத்தச் சரிவுவிசை என்று கூறுகிறோம். இவ்விசையானது, அழுத்தச் சரிவைப் பொருத்ததாகும். F-என்பது அழுத்தச் சரிவு விசை எனக் கொள்வோம். இரண்டு இடங்களின் அழுத்த வித்தியாசம் dp எனவும், இவை இரண்டிற்குமிடையே உள்ள தூரம் dn எனவும் வைத்துக்கொண்டால்,

அழுத்தச் சரிவு $= dp / dn$

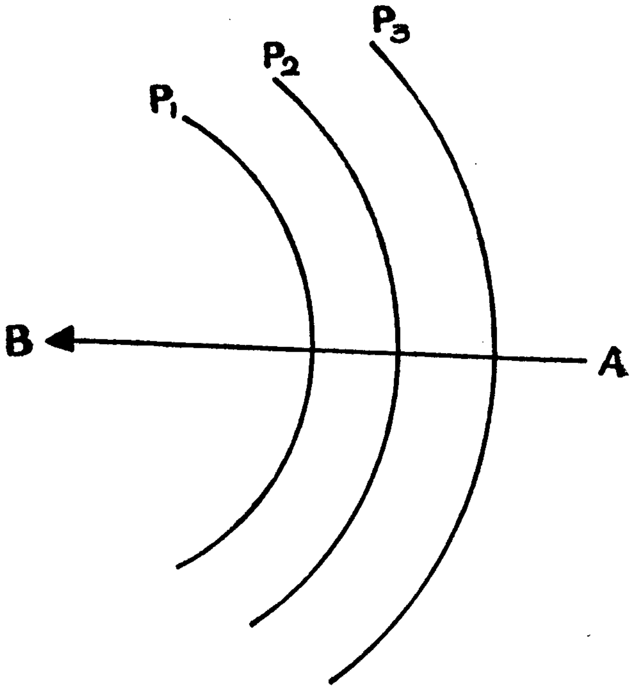
காற்றின் அடர்த்தியையும் (ρ) சேர்த்தால் (நிறை = ஒரு அலகு)

அழுத்தச் சரிவு

$$\text{விசை} \quad (F) = \frac{1}{\rho}\frac{dp}{dn} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (5\text{-}1)$$

அழுத்தச் சரிவு ஒரு வெக்டார் அளவாகும் (vector quantity); அதற்கு எண்மதிப்பும் (magnitude), திசையும் (direction) உள்ளன. அழுத்தம் எந்தத் திசையில் குறைந்துகொண்டு செல்கிறதோ, அதே திசையில்தான் அது அளக்கப்படுகிறது. மேலும் இது,

உயர்ந்த அழுத்தத்திலிருந்து, குறைந்த அழுத்தப் பகுதிக்குச் செல்லும் நேர்ப்பாதை (direct path) ஆகும். ஆகையால் இது சம அழுத்தக்கோடுகளுக்கு செங்குத்தாக இருக்கும். (படம் 5-1). சம அழுத்தக்கோடுகள் மிகவும் நெருக்கமாக இருந்தால் ஆழச்சரிவைக் (deep gradient) காட்டுகிறது இது இடைமட்ட அழுத்தம் மிக விரைவாக மாறுகிறது என்பதைக் குறிக்கிறது.



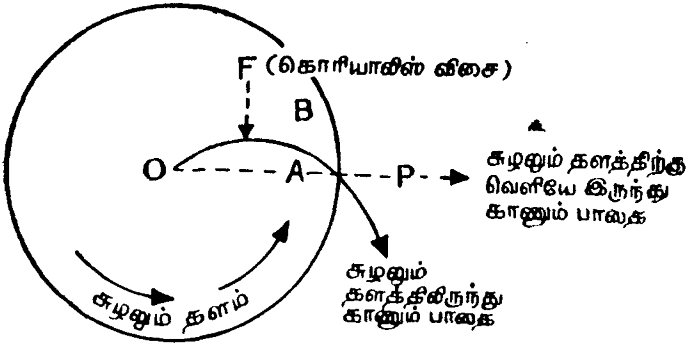
P_1, P_2, P_3 — சம அழுத்தக் கோடுகள் ($P_3 > P_2 > P_1$)
AB — அழுத்தச்சரிவு — சம அழுத்தக் கோடுகளுக்கு செங்குத்தான கோடு

(படம் 5-1)
அழுத்தச்சரிவு

கொரியாலிஸ் விசை (Coriolis force): காற்றோட்டத்தின் திசையைத் தீர்மானிப்பது அழுத்தச் சரிவு விசைமட்டும் என்றால் இதன் திசை எப்பொழுதும் சம அழுத்தக்கோடுகளுக்குச் செங்குத்தாகவும், அதிக அழுத்தப் பகுதியிலிருந்து குறைந்த அழுத்தப் பகுதியை நோக்கியும் இருக்கும். ஆனால் காற்றோட்டத்தின் இத்திசையை மாற்றக்கூடிய மற்றொரு விசை பூமியின் சுழற்சியால்

உருவாகிறது. இது கொரியாலிஸ் விசை எனப்படும். இது, காற்றோட்டத்தின் சம அழுத்தக்கோட்டிற்குச் செங்குத்தான பாதையை, சாய்வான பாதையாக மாற்றுகிறது. மேலும், இது காற்றோட்டத்தை சம அழுத்தக்கோடுகளை விட்டு மிகக் குறுகிய கோணத்தில் கடக்கும்படிச் செய்கிறது.

பூமியின் சுழற்சியால் ஏற்படும் இந்த விலக்கு விசையைப் (deflective force — Coriolis force) பற்றியும், அது காற்றின் திசையை எவ்வாறு மாற்றுகிறது என்பதைப்பற்றியும் சிறிது பார்ப்போம். நாம் அளக்கும், காற்றின் திசை தனி அளவல்ல (absolute value); ஆனால் சுழலும் பூமியோடு சார்புடையது (relative) என்பதை மனதில் கொள்ளவேண்டும். உண்மையாக, கொரி



படம் 5-2

கொரியாலிஸ் விசையின் விளக்கம்

யாலிஸ் விசை, ஒரு விசையல்ல. ஆனால் அது பூமியின் சுழல் இயக்கம், (rotational motion) பூமியின் மேற்பரப்பிற்குச் சார்பாக நகரும் ஒரு பொருளின் இயக்கம், ஆகிய இவை இரண்டு இயக்கங்களின் தொடு பயன் (resultant motion) ஆகும். இதன் விளக்கம் படம் 5-2-ல் தரப்பட்டுள்ளது.

படத்தில் இருப்பது இடஞ்சுழியாகச் (anticlockwise) சுழலும் ஒரு வட்டமான தளம் O-என்ற புள்ளியிலுள்ள ஒரு பொருள், சுழலும் தளத்திற்கு வெளியேயுள்ள P-என்ற புள்ளிக்கு நகர்ந்தால், வெளியிலிருந்து காண்பானுக்கு, (Observer) அப்பொருள் ஒரு நேர்ப் பாதையில் செல்வதாகத் (OP) தோன்றும். சுழலும் தளத்தில் A-என்ற புள்ளியிலுள்ள காண்பான், பொருள் O-என்ற புள்ளியி

லிருந்து நகரத் தொடங்கும்போது, A-என்ற புள்ளியில் இருப்பான். ஆனால், தளம் சுழல்வதால், O-விலிருந்து பொருள் P.ஐச் சேரும் போது, காண்பான் B-ல் இருப்பான். இவனுக்கு முதலில் பொருள் சென்றுகொண்டிருந்த பாதையின் வலதுபுறமாக ஏதோ ஒரு விசை (F), அப்பொருளைத் தள்ளிவிடுவதாகத் தோன்றும். இந்தத் தோற்ற விசைதான் (apparent force) கொரியாலிஸ் விசை எனப் படும். இரு காண்பான்கள் கூறுவதும் சரியே. ஏனெனில் தளத் தின் வெளிப்புறத்தில் இருப்பவன், பொருளின் தனி இயக்கத்தை யும், தளத்தில் இருப்பவன் பொருளின் சார்பு இயக்கத்தையும் காண்கின்றனர்.

கொரியாலிஸ் விசையைக் கீழ்க்காணும் சமன்பாட்டில் குறிக்கலாம்.

$$F = 2mv\, w \sin\phi \quad \text{.................................(5-1)}$$

m = காற்றின் நிறை

v = காற்றின் திசை வேகம்

w = பூமி சுழற்சியின் கோண திசை வேகம் (angular velocity)

ϕ = குறுக்குக்கோட்டுக் கோணம் (latitude) துருவப் பகுதிகளில், $\phi = 90°$

$\therefore F = 2\, mv\, w.$

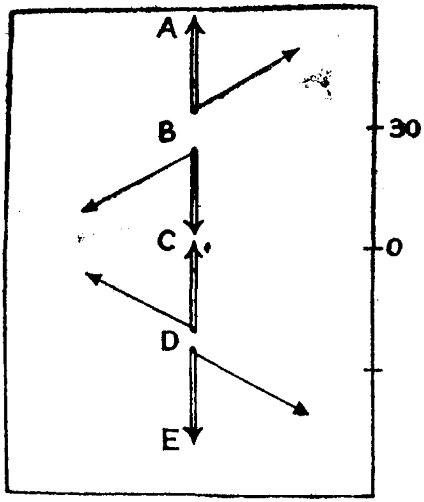
புவி நடுக்கோட்டில், $\phi = 0$

$\therefore F = O$

ஆகையால், கொரியாலிஸ் விசை புவி நடுக்கோட்டில், சுழி ஆகும். துருவப்பகுதிகளில் இது பெருமம் ஆகும்.

மேற்கூறிய சுழலும் தளத்தைப் பூமிக்கும், O என்ற புள்ளி யைப் பூமியின் துருவத்திற்கும் ஒப்பிடலாம். பூமியின் மேற் பரப்பில் நகரும் காற்றோட்டம் மட்டுமல்லாது எல்லாப் பொருள் களுமே, எந்தத் திசையில் சென்றாலும், பூமியின் சுழற்சியால் பாதிக் கப்படுகின்றன. ஆனால் இவ்விளைவு புவிநடுக்கோட்டுப் பகுதி களில் ஏற்படுவதில்லை. கொரியாலிஸ் விசை, காற்றோட்டத்தின் சம அழுத்தக் கோடுகளுக்கு செங்குத்தான பாதையைச் சாய்வான பாதையாக மாற்றுகிறது. இவ்விசையானது, வடகோளப் பகுதி யில் எல்லாக் காற்றோட்டங்களையும் அழுத்தச் சரிவு போக்கிற்கு வலதுபுறமாகத் திருப்புகிறது. தென்கோளப் பகுதியில் இடது புறமாகத் திருப்புகிறது. (படம் 5-3) இதைச் சரியாகப் புரிந்து

கொள்ளக் காற்றின் திசையை அறிவதோடு காற்றோட்டம் செல்லும் திசையை நோக்கிக் காண்பான் நிற்க வேண்டும். இந்த வகை, காற்றோட்ட திசைக்குச் செங்குத்தாகச் செயல்படுகிறது. ஆகையால், இது காற்றோட்டத்தின் திசையைத்தான் மாற்றுமே தவிர, அதன் வேகத்தை மாற்றாது. ஏனெனில், கிடைமட்ட திசை (horizontal direction) எதுவாக இருந்தாலும், கொரியாலிஸ் விசை மாறுவதில்லை.



இரட்டைக்கோடு அம்புக் குறிகள், அழுத்தச் சரிவு விசையால் செல்லும் காற்றின் திசையைக் குறிக்கின்றன. ஒற்றைக் கோடு அம்புக் குறிகள், கொரியாலிஸ் விசையால் விலக்கப் பட்ட காற்றின் திசையைக் குறிக்கின்றன.

A, E → துணைத்துருவ இறக்கம் (Subpolar lows)
B, D → துணை வெப்ப மண்டல ஏற்றம் (Subtropical highs)
C → புவி நடுக்கோட்டு இறக்கம் (Equatorial low)

(படம் 5-3)

அழுத்தச் சரிவு விசை, கொரியாலிஸ் விசை, காற்றோட்டத்தின் திசை

5-2. அழுத்தச் சரிவும் காற்றோட்டமும்

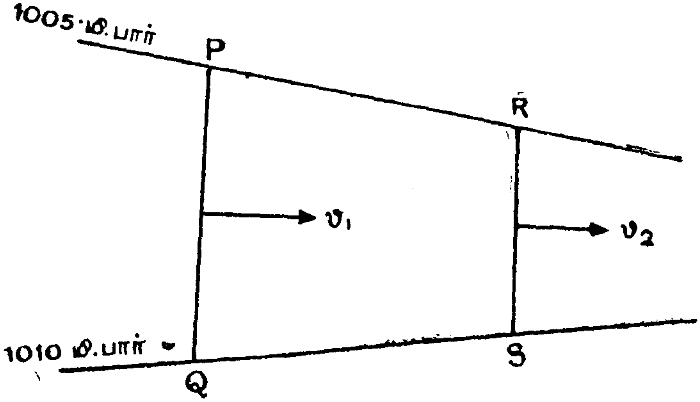
காற்றோட்டத் திசை : அழுத்தம் அதிகமான பகுதியிலிருந்து அழுத்தம் குறைவான பகுதியைக் காட்டும் திசைதான், காற்றின் திசையாகும். இதை, சம அழுத்தக் கோடுகளுக்குச் செங்குத்தாக வரையப்பட்ட ஒரு கோட்டினுல் குறிக்கலாம். (படம் 5-1) வெவ்

வேறு இடங்களின் அழுத்தங்களை ஒப்பிட்டு தொகுத்த வரிசைச் (resultant gradient) காண, எல்லா அழுத்தங்களையும் பொதுவான ஒரு தளத்திற்குச் சுருக்கவேண்டும். பெரும்பான்மையான உலக விளக்கப்படங்கள், கடல்மட்டச் சம அழுத்தக்கோடுகளையே உபயோகிக்கின்றன. அழுத்தச் சரிவு விசை மட்டும் இருந்தால், காற்றோட்டத்தின் திசை சம அழுத்தக்கோட்டிற்குச் செங்குத்தாகவும், நிறைந்த அழுத்தப்பகுதியிலிருந்து குறைந்த அழுத்தமுடைய பகுதியை நோக்கியும் இருக்கும். ஆனால் பூமியின் சுழற்சியால் உண்டாகும் கொரியாலிஸ் விசை, காற்றின் இத்திசையைச் சம அழுத்தக்கோடுகளுக்குச் சாய்வாக மாற்றுகிறது ஆகையால், பூமியின் மிக அருகிலுள்ள உராய்வுக் காற்றுப்படலத்திற்கு மேலே, சம அழுத்தக்கோடுகளுக்கு காற்றோட்டம் நடைபெறுகிறது.

காற்றோட்டத் திசை வேகம்: இது அழுத்தம் எந்த விதத்தில் மாறுபடுகிறதோ அதைப் பொறுத்துள்ளது. அதாவது அழுத்தச் சரிவின் தன்மையைப் பொறுத்ததாகும். அழுத்தச் சரிவு ஆழமாக (deep) இருக்கும்போது. காற்றோட்டம் மிக வேகமாக ஏற்படும். அது குறைவாக இருந்தால், காற்றோட்டமும் பலவீனமாக இருக்கும். இது ஆற்று வெள்ளத்தின் வேகம் புவிமட்டத்தைப் பொறுத்து மாறுவதை ஒக்கும். தென்கோளத்தின் துணை துருவப் பள்ளப் (subpolar trough) பகுதிகளில் சம அழுத்தக்கோடுகள் மிக நெருக்கமாக இருக்கின்றன. இது அழுத்தச் சரிவு மிக அதிகம் என்பதைக் குறிக்கிறது. ஆகையால் இப்பகுதிகளில் மிக அதிகத் திசை வேகமுடைய காற்றோட்டம் ஏற்படுகிறது. சம அழுத்தக் கோடுகளின் இடைவெளி மிக அதிகமாக இருந்தால், அது அழுத்தச்சரிவு மிகக் குறைவு என்பதைக் காட்டுகிறது. இப்பகுதிகளில் பொதுவாகக் காற்று அமைதியாக இருக்கும்.

பூமியின், மிக அருகிலுள்ள உராய்வுக் காற்றுப் படலத்திற்கு மேலே, காற்றோட்டம் சம அழுத்தக்கோட்டிற்கு இணையாகச் செல்கிறது என முன்பு குறிப்பிட்டோம். ஆகையால், சம அழுத்தக்கோடுகளுக்கு இடையே செல்லும் காற்றோட்டம், ஆற்றில் நீர் செல்லும் விதத்தை ஒக்கும். அது குறுகலாக இருக்கும் பொழுது, நீரின் வேகம் அதிகமாகிறது. ஆற்றின் அகலம் அதிகமாகும்பொழுது நீரின் வேகம் குறைகிறது. அதுபோல, சம அழுத்தக்கோடுகளின் இடைவெளியை ஒரே அளவுள்ள, காற்றை எடுத்துச்செல்லும் குழாய் எனக்கொண்டால், மேல்காற்றின் (upper air) வேகம் சம அழுத்தக்கோடுகளுக்கிடையே உள்ள தூரத்திற்கு, எதிர் விகிதத்தில் மாறும். (படம் 5-4).

காற்றோட்டத் திசையும் திசை வேகமும்: உயர்ந்த குறுக்குக் கோட்டுப் பகுதிகளில், கொரியாலிஸ விசை, மிக அதிகமாதலால் இங்குள்ள பலமான அழுத்தச் சரிவுகள், மற்ற குறுக்குக்கோட்டுப் பகுதிகளில் உண்டாகும் காற்றின் திசை வேகத்திற்குச் சமமான வேகத்தை உண்டாக்குவதில்லை. உதாரணமாக, 100 மைல்கள் இடைவெளியில் அழுத்த வித்தியாசம் 0·1 அங்குலம் என்றால், 40°



PQ, RS பகுதிகளில் ஒரே அளவு காற்று செல்கிறது எனக் கொண்டால், RS பகுதியில் காற்றோட்டத்தின் வேகம் PQ-ல் இருப்பதை விட அதிகமாக இருக்கும். ($v_2 > v_1$)

படம் 5-4

சம அழுத்தக் கோடுகளின் இடையே உள்ள தூரமும் காற்றின் வேகமும்.

குறுக்குக்கோட்டில் காற்றின்வேகம் சுமார் மணிக்கு 40 மைல் ஆகும். 60° குறுக்குக்கோட்டில் மணிக்கு 30 மைல்; 80°-ல் அதன் வேகம் மணிக்கு 25 மைலாகக் குறைந்துவிடுகிறது. காரணம், குளிர்ந்த காற்றின் அடர்த்தி குறைவானதாலும், கொரியாலிஸ் விசை அதிகமானதாலும், இது வெப்பமான காற்றைவிட, மெதுவாக நகருகிறது. பின்கண்ட (5-1) அட்டவணையில் அழுத்தச் சரிவுக்கேற்ற காற்றின் திசை வேகம் கொடுக்கப்பட்டுள்ளது.

காற்று எந்தத் திசையிலிருந்து வருகிறதோ, அதை வைத்துத் தான் அதற்குப் பெயரிடப்படுகிறது. உதாரணமாகத் தென் திசையிலிருந்து வடதிசையை நோக்கி வீசும் காற்றுத் தென்காற்று (south wind) எனப்படும். காற்றுத் திசைகாட்டியின் தகடு (wind wane) காற்றின் தோற்றுவாயை (source) நோக்கி இருக்கும்.

அட்டவணை 5-1

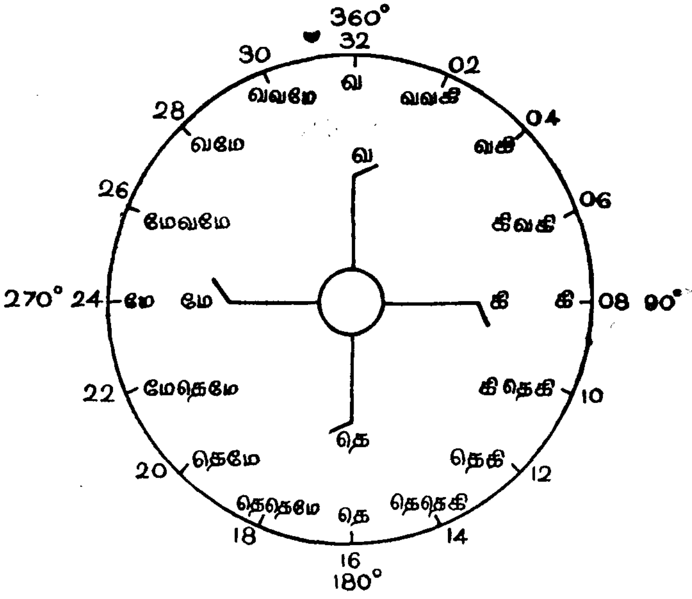
அழுத்த வித்தியாசம் (அங்குலத்தில்) ஒவ்வொரு 91,200 அடிக்கும்	காற்றின் திசைவேகம் மைல் / மணியில்
0·005	7·0
0 01	9·2
0·02	16·5
0·03	25·2

காற்று எந்தத் திசையிலிருந்து வருகிறதோ அந்தத் திசையைக் காற்று வரும் திசை (windward) என்று கூறுகிறோம். காற்று வரும் திசைக்கு எதிராக உள்ள திசையைக் காற்றடிக்கும் திசை (leeward) எனக் கூறுகிறோம். மற்றத் திசைகளிலிருந்து வருவதைவிட ஒரே திசையிலிருந்து அடிக்கடி காற்று வீசினால் அது நிலைத்த காற்றோட்டம் (prevailing wind) எனப்படும். காற்றின் திசைகளை 32 பகுதிகள் கொண்ட ஒரு திசை காட்டியின் (படம் 5-5) உதவியால் அறியலாம்.

5-3. சம அழுத்தப் பரப்புகளும், கோடுகளும் (Isobaric surfaces and lines)

இதை விளக்குவதற்குக் காற்றுமண்டலத்தைச் சமஎடையுள்ள பல அடுக்குகளாகப் பிரிப்போம். இந்த அடுக்குகளின் எடையை, அழுத்த வேறுபாடுகளைக் கொண்டு கணக்கிடலாம். இந்த அடுக்குகளில் ஏதேனும் இரு அடுக்குகளைப் பிரிக்கும் கற்பிதத் தளம் அல்லது பரப்பு (hypothetical plane or surface), சம அழுத்தப் பரப்பு (isobaric surface) எனப்படும். இப்பரப்பின் மேலுள்ள எல்லா இடங்களிலும் அழுத்தம் ஒரே அளவாக இருக்கும். சில வேளைகளில், இந்தச் சம அழுத்தப்பரப்புகள், பூமியின் கடல்மட்டப் பரப்புக்கு இணையாக இருக்கின்றன. இந்த நிலைகளில், 30 அங்குல அழுத்தமுள்ள சம அழுத்தப் பரப்பு, பூமியின் கடல்மட்டப் பரப்புடன் ஒன்றி (coincide) விடும். இதற்கு மேல், இணையாக, அடுக்கடுக்காக 29·9, 29·8, 29·7 முதலிய சம அழுத்தப் பரப்புகள், சுமார் 100 அடி செங்குத்து உயரம் வரை, ஒன்றின் மேலொன்றாக இருக்கின்றன. சம அழுத்தப் பரப்புகளை, மேற்கூறியவாறு

வரிசைப்படுத்தினால், பூமியின் கடல்மட்டப் பரப்புக்கு இணையாக உள்ள பரப்புகளில், கிடைமட்ட சம அழுத்தச் சரிவு இராது,

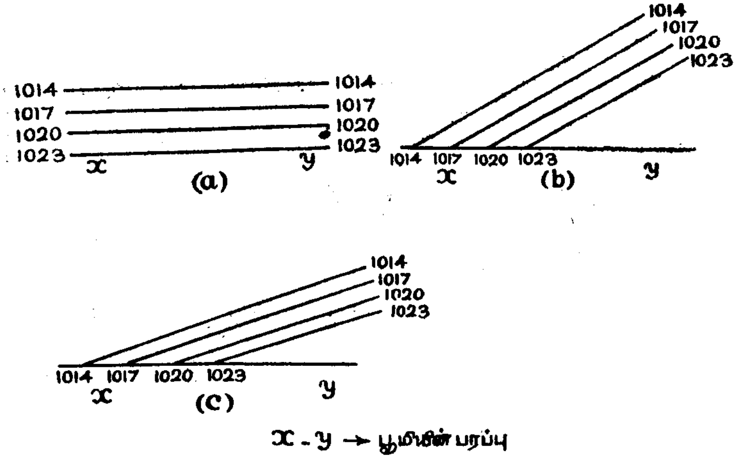


படம் 5-5
காற்றின் திசைகாட்டி

ஏனெனில் பூமியின் கடல்மட்டத்திலிருந்து கிடைமட்டமாக உள்ள பரப்புகளின் உயரம் சமமாக இருப்பதால் அழுத்தமும் சம மாகும், ஆகையால் பலமான காற்றோட்டம் ஏற்படாது. (படம் 5-6a).

ஆனால் இந்த அடுக்குகளுக்கிடையே அடிக்கடி அழுத்த வேறுபாடு உண்டாகிறது ஏனெனில் சம அழுத்தப் பரப்புகள் ஒன்றுக்கொன்று இணையாக இருந்தாலும், பூமியின் பரப்பிற்கு இணையாக இருப்பதில்லை. அந்தச் சமயங்களில் சாய்ந்த சம அழுத்தப் பரப்புகள், பூமியின் கடல்மட்ட பரப்பை இடைவெட்டு கின்றன (intersect). இந்தச் சாய்ந்த தளங்கள் பூமியில் கடல்மட்ட பரப்பை இடைவெட்டுவதால் கிடைக்கும் கோடுகள், சமஅழுத்தக் கோடுகள் (isobaric lines) எனப்படும். இந்த நிலையில் கிடைமட்ட சமஅழுத்தச் சரிவு இருப்பதால் காற்றோட்டம் ஏற்படுகிறது. இச் சரிவின் அளவு, சம அழுத்தப் பரப்புகள் சாய்ந்திருக்கும் கோணத் தைப் பொறுத்ததாகும். அவை மிகையாகச் சாய்ந்திருந்தால்,

பூமியின் தளத்தை மிகக் குறுகிய இடைவெளியில் அடிக்கடி இடைவெட்டும். ஆகையால் சமஅழுத்தக் கோடுகள் மிக நெருக்கமாக இருக்கும். இதனால் காற்றோட்டத்தின் வேகமும் அதிகமாக



படம் 5-6

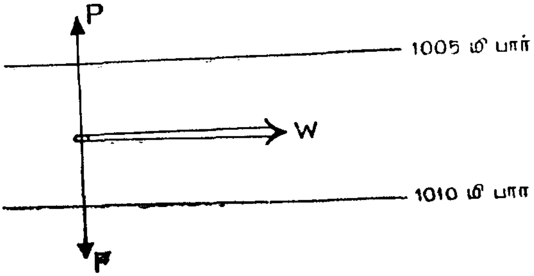
சம அழுத்தப் பரப்பும், கோடுகளும் (பூமியின் பரப்பில்)

இருக்கும் (படம் 5-6*b*). மாறாக, சமஅழுத்தப் பரப்புகளின் சாய்வு குறைவாக இருந்தால், சமஅழுத்தக் கோடுகளின் இடைவெளி அதிகமாக இருக்கும். ஆகையால், காற்றோட்டமும் பலமாக இருப்பதில்லை (படம் 5-6*c*). காற்றுமண்டலத்தில் காற்று மிகப் பரந்து அடர்த்தி குறைவாக இருப்பதாலும், காற்றோட்டம் ஏற்பட மிகச் சிறிதளவு அழுத்த வேறுபாடு ஏற்பட்டாலும் போதும்.

5-4. புவித்திருப்புக் காற்றோட்டம் (Geostrophic wind)

முதலில் அழுத்தச் சரிவு விசையானது, காற்றோட்டத்தை உண்டாக்குகிறது. உடனே கொரியாலிஸ் விசை, உராய்வு விசை (frictional force) முதலியன காற்றோட்டத்தின் திசையை மாற்றத் தொடங்குகின்றன. உராய்வு விசை இல்லையெனக் கொள்வோம். பூமியின்மேல், நேராகச் சென்றுகொண்டிருக்கும் காற்றோட்டத்தைக் கொரியாலிஸ் விசையானது வலதுபுறமாக (வடகோளப் பகுதியில்) கொஞ்சம் கொஞ்சமாகத் திருப்புகிறது. கடைசியில், அது சமஅழுத்தக் கோட்டிற்கு இணையாகச் செல்கிறது. இதற்கு மேல், திசையில் மாற்றம் ஏற்பட்டால் காற்றோட்டம் அழுத்தம் குறைந்த பகுதியிலிருந்து அழுத்தம் அதிகமான பகுதிக்கு ஏற்பட

வேண்டும். இது முடியாத ஒன்றாகும். ஆகையால் காற்றோட்டம் சமஅழுத்தக் கோட்டிற்கு இணையாகச் செல்லும்பொழுது, கொரியாலிஸ் விசையும், அழுத்தச் சரிவு விசையும், காற்றோட்டத் திசைக்குச் செங்குத்தாக, எதிர்த்திசைகளில் இருக்கின்றன. அப்பொழுது இரண்டு விசைகளும் சமமாக இருக்கும். இந்நிலையில் வீசும் காற்று புவித்திருப்புக் காற்றோட்டம் எனப்படும்.



P — அழுத்தச் சரிவு விசை
F — கொரியாலிஸ் விசை
W — புவித்திருப்புக் காற்றோட்டம்

படம் 5-7
புவித்திருப்புக் காற்றோட்டம்

புவித்திருப்புக் காற்றோட்டத்தின் திசைவேகத்தைப் பின்வருமாறு கணக்கிடலாம்.

அழுத்தச் சரிவு விசை $= \frac{1}{\rho} \frac{dp}{dn}$ (5·1 சமன்பாட்டின்படி).

கொரியாலிஸ் விசை $= 2\, vw \sin\phi$ (5·2. சமன்பாட்டின்படி).

மேற்கூறிய சமன்பாடுகளில் காற்றின் நிறை $(m) = 1$

புவித்திருப்புக் காற்றோட்டம் ஏற்படும்பொழுது,

அழுத்தச் சரிவு விசை = கொரியாலிஸ் விசை

$$\therefore \quad 2vw \sin\phi = \frac{1}{\rho} \frac{dn}{an}$$

$$\therefore \quad v = \frac{1}{2w\rho \sin\phi} \frac{dp}{dn} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (5{\cdot}3).$$

ஆகையால் புவித்திருப்பும் காற்றோட்டத்தின் திசைவேகம்,

(i) அழுத்தச் சரிவுக்கு நேர்விகிதத்தில் மாறுகிறது. அல்லது சமஅழுத்தக் கோடுகளுக்கிடையே உள்ள அழுத்த வித்தி

யாசத்திற்கு (dp) நேர்விகிதத்திலும், சமஅழுத்தக் கோடுகளின் இடைவெளிக்கு (dn) எதிர்விகிதத்திலும் மாறுகிறது.

(ii) Sin ϕக்கு எதிர்விகிதத்தில் மாறுகிறது.

(iii) காற்றின் அடர்த்திக்கு எதிர்விகிதத்தில் மாறுகிறது.

மேற்கூறிய (5·3) சமன்பாட்டின்படி புவிநடுக்கோட்டில், $\phi = 0$; ஆகையால் $\sin\phi = 0$.

$$\therefore \quad v = \infty \text{ (ஈறிலி)}$$

அதாவது புவிநடுக்கோட்டில், இக் காற்றோட்டத்தின் வேகம் ஈறிலி (infinity) ஆகும். ஆனால் நடைமுறையில் இக் காற்றோட்டம், ஈறிலி வேகத்தை அடைவதில்லை. ஆகையால் $10°$-குறுக்குக் கோட்டிற்குக் கீழே, இந்தச் சமன்பாடு பொருந்தாது.

உதாரணம்: $30°$ வடக்குக் குறுக்குக்கோட்டின் அழுத்தச் சரிவு 3 மில்லிபார்/100 கி.மீட்டர். காற்றின் அடர்த்தி 0 0011 கிராம்/செ.மீ.³ பூமியின் கோண திசைவேகம் (w) = $7{\cdot}29 \times 10^{-5}$.

5·3 சமன்பாட்டின்படி $\left.\right\}$ $$v = \frac{1}{2 \times 7{\cdot}29 \times 10^{-5} \times 0{\cdot}5 \times 0{\cdot}0011} \times \frac{3000}{100 \times 10^{5}}$$

$= 3730$ செ.மீ. / செகண்டு

$= 37{\cdot}3$ மீ. / செகண்டு

$\therefore \quad v = 83{\cdot}4$ **மைல் / மணி.**

பைஸ்பேலட் விதி (Buys Ballot)

வடகோளத்தில் காண்பான் காற்றோட்டத்தை நோக்கி இருந்தால், அவனது வலதுபுறம் குறைந்த அழுத்தப் பகுதியாகும். தென் கோளத்தில், அவனது இடதுபுறம் குறைந்த அழுத்தப் பகுதியாகும்' இது வானிலையியலில், காற்றோட்டத்தின் திசையை அறிய மிகவும் முக்கியமான விதியாகும். இதை முதன் முதலில், 1857-ம் ஆண்டில் பைஸ்பேலட் என்ற டச்சு நாட்டு விஞ்ஞானி கண்டுபிடித்தார்.

புவித்திருப்புக் காற்றோட்டமும், நிலைஅழுத்த விளக்கப்படமும் நிலைமட்ட விளக்கப் படங்களைவிட (constant level charts) நிலை அழுத்த விளக்கப் படங்கள், இவ்வகையான காற்றோட்டங்களை விளக்கச் சிறந்தவையாகும். 5·3 சமன்பாடு, நிலைமட்ட விளக்கப் படத்தின்படி, இக் காற்றின் வேகத்தைக் கொடுக்கிறது. இந்த

வேகம் காற்றின் அடர்த்திக்கு எதிர்விகிதத்தில் மாறுகிறது. அப்படியானால், பூமிக்கு மேலே செல்லச் செல்ல சமஅழுத்த இடைவெளிக்கேற்ப, வேகம் அதிகரித்தல் வேண்டும். இது குழப்பத்தைத் தருகிறது. ஏனெனில் அதே இடைவெளியை, பூமியின் மேற்பரப்பில் உபயோகப்படுத்தினால், அந்த இடைவெளியில் குறிக்கப்பட்ட காற்றோட்டம் வெவ்வேறு மட்டங்களில் பெரிதும் மாறுபடுகிறது. உதாரணமாகக் கடல்மட்டத்தில். மணிக்கு 10 மைல் வேகத்தைக் குறிக்கும் காற்றோட்டத்தின் இடைவெளி, 30,000 அடியில் மணிக்கு 27 மைல் வேகத்தைக் குறிக்கிறது. ஆனால் நிலைஅழுத்த விளக்கப் படங்களை உபயோகப்படுத்தினால், இந்தச் சிக்கல் நீங்கி விடும்.

சமன்பாடு 5-3-ன்படி.

$$v = \frac{1}{2w\,\rho \sin\phi} \quad \frac{dp}{dn}$$

நிலைநீரியல் சமன்பாட்டின்படி (........................)

$$dp = -Pgdz$$

$$\therefore \quad P = -\frac{1}{g}\frac{dp}{dz}$$

பதிலீடு செய்தால், கிடைப்பது

$$v = \frac{g}{2w \sin\phi} \quad \frac{dp \mid dn}{(-dp|dz)} \quad \text{........................(5·4)}$$

$$\therefore \quad v = \frac{g}{2w\sin\phi} \cdot \frac{dz}{dn} \quad \text{.............................(5·5)}$$

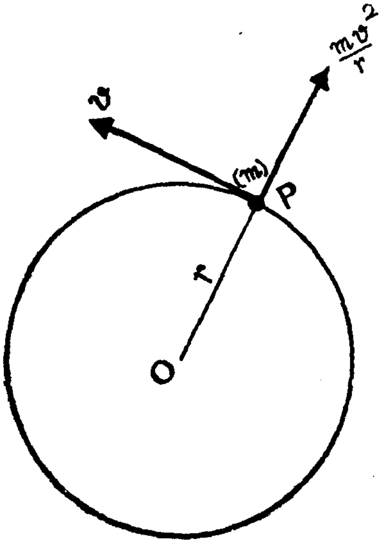
இதில் கழித்தல் குறி மறைந்துவிடுகிறது. காரணம் 5-4-ல் உள்ள இரண்டு dp-களில், ஒன்று கூட்டல் குறியும் மற்றது கழித்தல் குறியும் கொண்டவை. சமன்பாடு 5-5., காற்றோட்டத்தின் திசைவேகத்தை, நிலை அழுத்தப் பரப்பின் அடிப்படையில் கிடைத்த தாகும்; இந்தச் சமன்பாட்டில் அழுத்த வேறுபாடும் (dp) அடர்த்தியும் (ρ) மறைந்து விடுகின்றன. இதில் dn, எந்த உயரத்திலும் காற்றோட்டத்தின் வேகத்தை நேரிடையாகக் காண உதவுகிறது. ஈர்ப்பு முடுக்கம் (g) இந்தச் சமன்பாட்டில் வருகிறது. ஆனால் இதனால் ஏற்படும் விளைவு மிகக் குறைவாகும். துல்லியமான அளவுகளுக்கு, ஈர்ப்பு முடுக்கத்திற்குப் பதிலாக, புவிநிலை ஆற்றல் (geopotential θ) பயன்படுத்தப்படுகிறது. ஆகையால் (5·5) சமன்பாடு, பின்வருமாறு மாறுபடுகிறது.

$$v = \frac{1}{2w \sin\phi}\left(\frac{d\theta}{dn}\right) \quad \text{..........................(5·6)}$$

ϕ என்பது புவிநிலை ஆற்றல்; அதாவது, 1 அலகு நிறையுள்ள பொருளின் நிலை ஆற்றலாகும் (potential energy).

5.5. சரிவுக் காற்றோட்டம் (Gradient wind)

இதுவரை, காற்றோட்டம் நேர்க்கோட்டில் செல்வதாகக் கூறினோம். ஆனால் பொதுவாகக் காற்றோட்டம் வளைவுப்பாதையில் செல்கிறது எனக் கொண்டால் அதன் விளைவையும் அறியலாம். (படம் 5-8) ஒரு பொருள் (நிறை—m) O-வை மையமாகவும் OP (r)-ஐ ஆரமாகவும் கொண்டுள்ள ஒரு வட்டத்தில் சுற்றுவதாகக்



O — வட்டத்தின் மையம்
P — வட்டப் பாதையில் செல்லும் பொருள்.
m — பொருளின் நிறை *r* — வட்டத்தின் ஆரம்

படம் 5-8

மைய விலக்கு விசை

கொள்வோம். அப்பொழுது ஒருவகை விசையால் அப்பொருள் மையத்தைவிட்டு வெளியே தள்ளப்படுகிறது. இவ்விசை, மைய விலக்கு விசை எனப்படும். பொருளின் நேர்க்கோட்டுத் திசை வேகத்தை (linear velocity) *v*-எனக் கொண்டால், மைய விலக்கு

விசை (F) $= \dfrac{mv^2}{r}$ ....(5·7)

$m = 1$ எனக்கொண்டால் F $\dfrac{v^2}{r}$ .... (5·8)

உதாரணம் :

ஒரு பொருளின் நிறை (m) = 500 கிராம்.

பொருளின் நேர்க்கோட்டுத் திசை வேகம் (v) = 10 செ.மீ./செ.

வட்டத்தின் ஆரம் (r) = 20 செ.மீ.

$\therefore$ மைய விலக்கு விசை (F) $= \dfrac{mv^2}{r}$

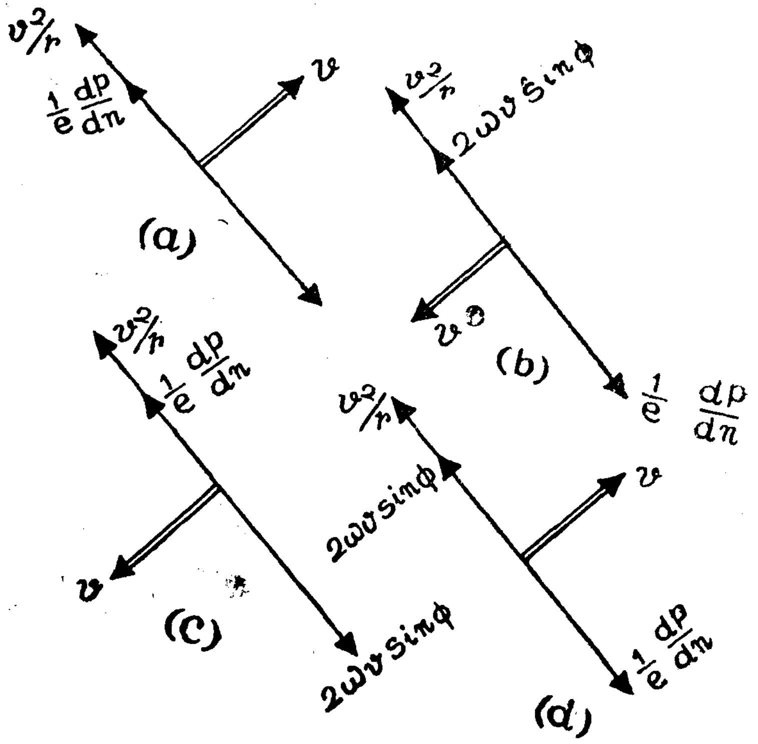
$= \dfrac{500 \times 10^2}{20}$

$\therefore$ (F) = 2,500 டைன்.

அதேபோல, வளைவுபாதையில் செல்லும் காற்றின் மீதும் மையவிலக்கு விசை செயல்படுகிறது. பலவித விசைகள், எவ்வாறு சமநிலையை அடைகின்றன என்பதைப் படம் 5-9 விளக்குகிறது. காற்று படத்தில் குறிக்கப்பட்டுள்ள திசையில் செல்கிறது. அதன் மேல் கொரியாலிஸ் விசை ($2wv \sin \phi$) அழுத்தச் சரிவு விசை $\left(\dfrac{1}{\rho}\dfrac{dp}{dn}\right)$, மைய விலக்கு விசை $\left(\dfrac{v^2}{r}\right)$ முதலியன செயல்படுகின்றன (படம் 5-9a). காற்றோட்டம், படத்தில் குறிப்பிட்ட திசையில் ஏற்பட்டால், பைஸ்பேலட் விதியின்படி, சம அழுத்தக் கோடுகளின் வலதுபுறத்தில் அதிக அழுத்தம் இருக்கவேண்டும். ஆகையால் விசைச் சமநிலை, ஏற்றத்தைச் சுற்றி ஏற்படவேண்டும். மேலும், வடகோளப் பகுதியில், இயக்கம் வலஞ்சுழியாக (clockwise) இருக்கும். அதேபோல, படம் 5-9-bல் இறக்கத்தைச் சுற்றி விசைகள் எவ்வாறு சமநிலை அடைகின்றன என்பதைக் காணலாம். இதே நிலைகளில் தென்கோளப் பகுதியில் நடப்பவைகளைக் (படம் 5-9c-லும், 5-9d-லும்) காணலாம்.

மேற்கூறிய முறையில் வீசும் காற்றோட்டத்திற்கு சரிவுக் காற்றோட்டம் எனப் பெயர். இதை இரண்டு வகைகளாகப் பிரிக்கலாம். ஒன்று சுழல்காற்று, மற்றொன்று சுழல் எதிர்க்காற்று. மிகக் குறைந்த அழுத்த மையத்தைச் சூழ்ந்துள்ள சம அழுத்தக் கோட்டுத் தொகுப்புக்குச் சுழல்காற்று (cyclone) என்று பெயர். காற்று சுழன்று சுழன்று வீசி, அடர்ந்து குறைவழுத்தப் பகுதியில் குவிகிறது (converge). மிக அதிக அழுத்த மையத்தைச் சூழ்ந்

துள்ள சம அழுத்தக் கோட்டுத் தொகுப்பிற்குச் சுழல் எதிர்க்காற்று (anticyclone) எனப் பெயர். இதுவும் இப்பகுதியில் சுழன்று வீசு



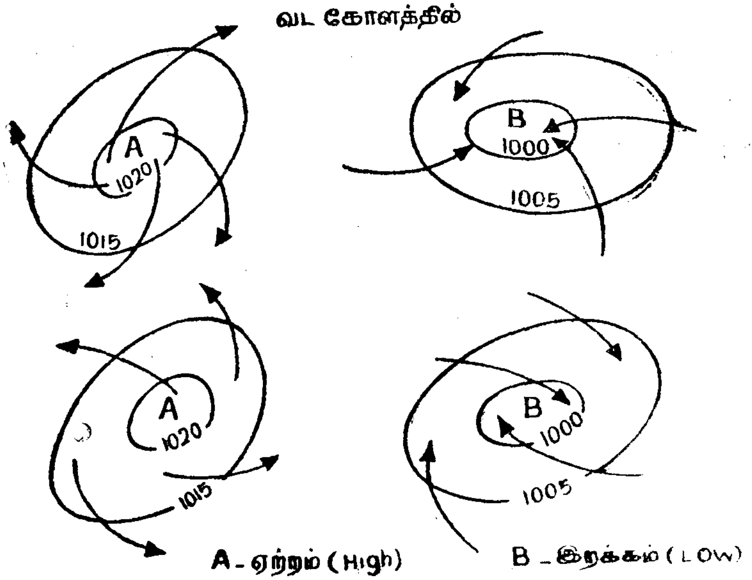
(a) → வடகோள ஏற்றம்
(b) வடகோள இறக்கம்
(c) தென்கோள ஏற்றம்
(d) தென்கோள இறக்கம்

படம் 5-9

வளைவுப் பாதைகளில் விசைகளின் சமநிலை

கிறது. ஆனால் சுழல் காற்றைப்போல் மையத்தில் குவியாமல், விரிந்து (divergent) பரவுகிறது. இவை வடகோள, தென்கோளப் பகுதிகளில் எவ்வாறு ஏற்படுகின்றன என்பது படம் 5-10-ல் விளக்கப்பட்டுள்ளது. கீழ்க்காணும் அட்டவணையிலிருந்து அதிக, குறைந்த அழுத்தப் பகுதிகளைச் சுற்றி வீசும் காற்றோட்டங்களின் திசைகளையும், தன்மைகளையும் அறியலாம்.

சுழல் எதிர்க்காற்று (anticyclone)	ஏற்றம் (high)	வடகோளம் வலஞ்சுழியாக	தென்கோளம் இடஞ்சுழியாக
சுழல்காற்று (cyclone)	இறக்கம் (low)	இடஞ்சுழியாக	வலஞ்சுழியாக



படம் 5-10

சுழல் காற்றும், சுழல் எதிர்க்காற்றும்

நேர்ப்பாதையில் செல்வதைவிட, வளைவுப்பாதையில் செல்லும் காற்றோட்டத்தின் சமநிலை விசைகளை ஆய்வது மிகவும் சிக்கலானது. உதாரணமாக, படம் 5-9bஐ எடுத்துக்கொள்வோம்.

அழுத்தச் சரிவு விசை = கொரியாலிஸ் விசை + மைய விலக்கு விசை

அதாவது, $\frac{1}{\rho}\frac{dp}{dn}$ $2wv \sin \phi + \frac{v^2}{r}$

அல்லது $\frac{v^2}{r} + 2\,wv \sin \phi - \frac{1}{\rho}\frac{dp}{dn} = 0$

அல்லது $v^2 + 2\,rwv \sin \phi - \frac{r}{p}\frac{dp}{dn} = 0.$

இது ஒரு இருபடிச் சமன்பாடாகும் (quadratic equation). இதை விடுவித்தால் கிடைப்பது,

$$v = \sqrt{\frac{v}{\rho}\frac{dp}{dn} + (rw \sin\phi)^2} - rw \sin\phi \qquad \text{.......(5-9)}$$

மேற்கூறிய சமன்பாடு, வளைவுப்பாதையில் செல்லும் காற்றோட்டத்தின் திசைவேகத்தைக் கொடுக்கிறது.

உதாரணம் :

காற்றின் வளைவுபாதையின் வளைவு ஆரம்(radius of curvature).

r = 200 கி.மீட்டர்

ρ = 0·011 கிராம்/செ.மீ.[3]

w = $7{\cdot}29 \times 10^{-5}$

ϕ = 30 ∴ சைன் 30 = 0·5

$\frac{dp}{dn}$ = 3 மில்லிபார் / 200 கி.மீட்டர்

எனக் கொண்டால்,

v = 10·7 மீட்டர்/செகண்டு

v = 25·4 மைல்/மணி

∴ திசைவேகம் மணிக்கு 25·4 மைல் ஆகும்.

அதே எண்களை வைத்து (வளைவு ஆரத்தைத் தவிர) நேராகச் செல்லும் காற்றோட்டத்தின் திசைவேகம் (v), 41·8 மைல்/மணி. ஆகையால், கொடுக்கப்பட்ட நிபந்தனைகளில், சுழல் காற்றோட்டத்தின் திசைவேகம் நேராகச் செல்லும் காற்றோட்டத்தின் திசைவேகத்தைவிடக் குறைவாகும். அதேபோல் சுழல் எதிர்க் காற்றோட்டத்தின் வேகம், நேர்க்கோட்டு வேகத்தைவிட அதிகமாகும். சுழல் எதிர்க்காற்றின் திசைவேகத்திற்கு ஒரு பெரும அளவு வரம்பு உள்ளது. இதன் அளவு ....(5·10)

v பெருமம் = $rw \sin\phi$ ஆகும்.

v பெருமம் = 7·29 மீட்டர்/செகண்டு.

v பெருமம் = 16·3 மைல்/மணி.

மேற்கூறிய உதாரணத்திலுள்ள r, ϕ முதலியவற்றின் அளவுகள் இங்கே பயன்படுத்தப்பட்டுள்ளன. வளைவு ஆரம் குறைவாக

உள்ள ஏற்ற மையத்தை ஒட்டி காற்று மெதுவாக வீசுகிறது என்பதை இது விளக்குகிறது. சுழல் காற்றுக்கு, இதைப்போல் எந்த வரம்பும் (limit) இல்லை. ஆகையால் இது இறக்க மையத்தை ஒட்டி மிகவும் பலமாக வீசுகிறது.

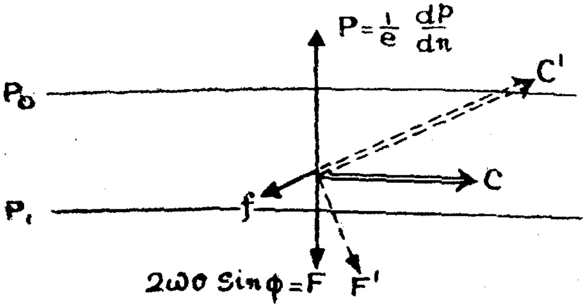
5-6. காற்றோட்டமும் உராய்வும்

உராய்வற்ற காற்றோட்டத்தைப் பற்றி மேலே குறிப்பிட்டோம். இப்பொழுது, காற்றோட்டம் பூமியின்மேல் உராய்வதால் ஏற்படும் விளைவுகளைக் காண்போம். பூமியிலிருந்து மிக உயரமான பகுதிகளில் காற்றின் அடர்த்தி குறைவு. அதனால் அங்கு உள்ள காற்றோட்டத்தில், உராய்வினால் ஏற்படும் விளைவு மிகமிகக் குறைவு. ஆனால் பூமியின் மிக அருகில் உண்டாகும் காற்றோட்டத்தில் உராய்வு சில விளைவுகளை ஏற்படுத்துகின்றது.

முதலில் அழுத்தச் சரிவு விசையானது காற்றோட்டத்தை உண்டாக்குகிறது. இதன் திசைவேகம் அதிகமாகிக்கொண்டே போகிறது. அப்பொழுது உராய்வு விசையும் அதிகரித்துக் கொண்டே சென்று ஒரு நிலையில் இரண்டும் சமமாகிறது. ஆகையால் காற்று சீராக வீசுகிறது. மேலும், அழுத்தச் சரிவு விசை காரணமாகக் காற்றோட்டத்திற்குச் சாதாரணமாகக் கிடைக்கக் கூடிய திசைவேக அளவு உராய்வு விசையினால் குறைகிறது. காற்றோட்டம் சம அழுத்தக் கோடுகளுக்கு இணையாகச் செல்வதையும் இது தடுக்கிறது. உராய்வு, காற்றோட்டத்தின் திசைவேகத்தைக் குறைப்பதால், கொரியாலிஸ் விசையும் குறைந்துவிடுகிறது. ஆகையால் அழுத்தச் சரிவின் விசை கொரியாலிஸ் விசையைவிட அதிகமாகி விடுகிறது. இதனால் காற்றோட்டம் சம அழுத்தக் கோட்டிற்கு இணையாகச் செல்லாமல் சாய்ந்து செல்கிறது. உராய்வு அதிகமானால், காற்றோட்டத்திற்கும் சம அழுத்தக் கோட்டிற்கும் உள்ள கோணமும் அதிகமாகிறது. சுமார் 2,000 அடி உயரத்தில் பூமியின் உராய்வின் விளைவு முழுவதும் மறைந்துவிடும். அதன் பிறகுக் காற்றோட்டம், சம அழுத்தக் கோடுகளுக்கு, கிட்டத்தட்ட இணையாகச் செல்கிறது. பூமியின் பரப்பை ஒட்டி வீசும் காற்றின் திசைக்கும் சம அழுத்தக் கோட்டிற்கும் உள்ள கோணம் சுமார் 20° முதல் 45° வரை வேறுபடுகிறது. இது நிலப்பரப்பின்மேல் வீசும் காற்றுக்கு மட்டும் பொருந்தும். ஆனால் கடற்பரப்பில் இக்கோணம் சுமார் 10°தான்.

உதாரணமாக புவித்திருப்பும் காற்றோட்டத்தில் உராய்வு விசையின் விளைவைக் காண்போம் (படம் 5-11). உராய்வு விசை இல்லாவிடில், கொரியாலிஸ் விசையும் (F) அழுத்தச் சரிவு விசை

யும் (P) சமநிலையில் இருக்கும். உராய்வு விசை (f) இருக்குமானால் காற்றோட்டத்தின் வேகம் குறையும். உடனே கொரியாலிஸ் விசையும் குறைந்துவிடும் (F^1). ஆகையால் இது அழுத்தச் சரிவு விசையுடன் சமநிலை அடையமுடியாமல் வலிமை குறைந்துவிடும். உடனே சமநிலையை அடைவதற்குக் காற்றோட்டம் இடப்



P_0 — குறைந்த அழுத்தப் பகுதி
P_1 — அதிக அழுத்தப் பகுதி
f — உராய்வு விசை
P — அழுத்தச் சரிவு விசை
F — உராய்வின் முன்பு கொரியாலிஸ் விசை
F^1 — உராய்வின்போது கொரியாலிஸ் விசை
C — காற்றோட்டத்தின் திசை-உராய்வுக்கு முன்பு
C^1 — காற்றோட்டத்தின் திசை - உராய்வின்போது

படம் 5-11

புவித்திருப்பும், காற்றோட்டமும், உராய்வுவிசையும்

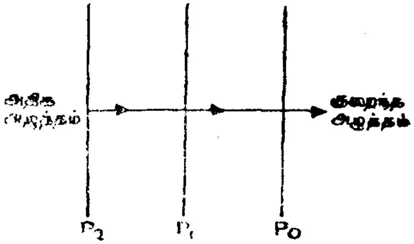
பெயர்ச்சி அடையும். (F^1) இதற்குச் செங்குத்தாகத்தான் கொரியாலிஸ் விசை (F^1) செயல்படும். மேலும், உராய்வு விசை எப்பொழுதும் காற்றோட்டத்திற்கு நேர் எதிராக நிகழும். குறைந்த கொரியாலிஸ் விசையும் (F^1) உராய்வு விசையும் (f), கொரியாலிஸ் விசைக்குக் (F) கூறுகளாக (components) அமைவதால், இவையிரண்டும், அழுத்தச் சரிவு விசையுடன் சமநிலை அடைகின்றன. அழுத்தச் சரிவு விசை மாறுவதில்லை என்பதைக் கவனிக்கவும். இதேபோல, வளைவுப்பாதைகளில் வீசும் காற்றோட்டத்திலும் சமநிலை ஏற்படுகிறது.

புவி நடுக்கோட்டுப் பகுதிகளில் கொரியாலிஸ் விசை சுழி ஆகையால் அழுத்தச் சரிவு விசைக்கும், உராய்வு விசைக்கும்தான் சமநிலை உண்டாகிறது. அந்நிலையில், உயர் அழுத்தப் பகுதியில் இருந்து குறைவழுத்தப் பகுதிக்கு நேரிடையாகக் காற்றோட்டம்

ஏற்படுகிறது (படம் 5-12). சிறு பகுதிக்குள் கட்டுப்பட்டு வீசும் காற்றோட்டத்திலும் (local wind) கொரியாலிஸ் விசை இருப்பதில்லை.

5-7. வெப்பக் காற்றோட்டம் (Thermal winds)

இது பூமியின்மேல் வீசும் சாதாரணக் காற்று, ஏதோ இரு பகுதிகளில் ஏற்படும் அன்றாட வெப்பநிலை வேறுபாட்டினால் இது உண்டாகிறது. பலவகையான வெப்பக் காற்றோட்டங்களைப்பற்றி இங்கு காண்போம்.



P_2, P_1, P_0 — சமஅழுத்தக் கோடுகள் $(P_2 > P_1 > P_0)$

படம் 5 12

கொரியாலிஸ் விசையற்ற காற்றோட்டம்

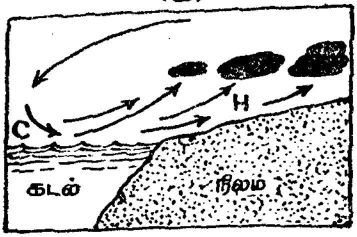
கடல் காற்று (Sea breeze): பகலில், சூரிய வெப்பத்தால், கடற் பரப்பு, நிலப் பரப்பைவிட மெதுவாக வெப்பமடைகிறது. ஏனெனில் நீரின் வெப்ப எண் அதிகமாதலால், அது மிக மெதுவாக வெப்பமடைந்து மெதுவாக வெப்பத்தை வெளிவிடுகிறது. வேகமாக வெப்பமடையும் நிலப் பரப்பு, காற்று அடர்த்தி குறைந்து, மேலே செல்கிறது. இந்த இடத்தை அடைக்கக் கடலிலிருந்து குளிர்ந்த காற்று (அதாவது, அடர்த்தி அதிகமான காற்று) நிலப்பகுதியை நோக்கி வீசுகிறது. இதற்குக் கடற் காற்று என்று பெயர் (படம் 5-13*a*).

நிலக் காற்று (Land breeze): இரவில், நிலப் பரப்பு, கடற் பரப்பைவிட வேகமாகக் குளிர்ச்சி அடைகிறது. ஆகையால் கடற் பரப்பில் உள்ள வெப்பமான (அடர்த்தி குறைந்த) காற்று, மேலே செல்கிறது. இந்த இடத்தை அடைக்க, நிலப் பரப்பில் உள்ள குளிர்ந்த காற்று (அடர்த்தி அதிகமான) கடற் பகுதியை நோக்கி வீசுகிறது. இதற்கு நிலக் காற்று என்று பெயர் (படம் 5-13*b*).

பொதுவாகக் கடற் காற்று காலை சுமார் 10 மணி முதல் 11 மணிக்குள் தோன்றுகிறது. சுமார் 1 மணி அல்லது 2 மணிக்கு அது பெரும வேகத்தை அடைந்து மாலை 2 மணி முதல் 8 மணிக்குள் சிறும வேகத்தை அடைகிறது. அப்பொழுது நிலக் காற்று வீசத் தொடங்குகிறது. இது எவ்வளவு உயரம்வரை செல்கிறது

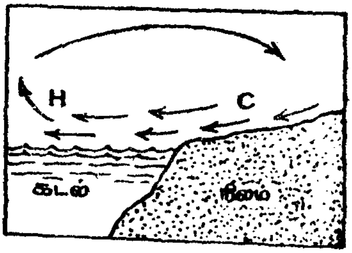
என்பது அந்த இடத்தின் பிராந்திய தட்ப வெப்பநிலைகளைப் பொருத்து இருக்கிறது. ஏரிக் காற்றானால் (lake breeze) அது செல்லும் உயரம் சுமார் 200 முதல் 500 மீட்டர்வரை இருக்கும். கடற் காற்றானால், சுமார் 1,000-2,000 மீட்டர் உயரம்வரை செல்

(அ)



(அ) பகலில் கடற்காற்று
H - வெப்பக் காற்று
C - குளிர் காற்று

(ஆ)



(ஆ) இரவில் நிலக்காற்று
C - குளிர் காற்று
H - வெப்பக் காற்று

படம் 5-13

கடல் காற்றும் நிலக்காற்றும்

கிறது. நிலக்காற்று அதிக உயரத்திற்கு வீசுவதில்லை. இதன் பரவும் அளவும் (depth of penetration) தட்ப வெப்பநிலைக்குத் தகுந்தாற்போல் மாறுகிறது. வட, தென்கோளங்களின் நடுப் பகுதிகளில் காற்று பரவும் தூரம் 15 கி. மீட்டர் முதல் 50 கி. மீட்டர் வரை மாறுகிறது. மற்ற பகுதிகளில் 100 கி. மீட்டர்வரை பரவுகிறது. காற்றின் திசைவேகமும் மணிக்கு சுமார் 15 முதல் 25 மைல்வரை மாறுபடுகிறது. உதாரணமாக சான்ஃபிரான்ஸிஸ் கோவில் (San Francisco) ஆகஸ்டு மாதம் கடற்பரப்பின் சராசரி வெப்பநிலை சுமார் 55°F. இதிலிருந்து சில மைல்கள் தூரத்திலுள்ள நிலப்பகுதியின் வெப்பநிலை 90F°. இந்த வெப்பநிலைகளில் உருவாகும் கடற்காற்றின் வேகம் மணிக்கு 25 மைல் முதல் 30 மைல் வரை மாறுகிறது.

கடற்காற்று, கடலுக்கருகிலுள்ள இடங்களின் வெப்பதட்ப நிலைகளை, வாழ்வதற்கு இனிமையாகவும் உடல்நலத்திற்குப் பெரிதும் துணைபுரிவதாகவும் அமைக்கிறது. இக்காற்று வீசத்

தொடங்கியவுடன் வெப்பநிலை, ½ மணியிலிருந்து ½ மணிக்குள், சுமார் 15°F முதல் 20°F வரை குறைகிறது. உதாரணமாக மேற்கு ஆப்ரிக்காவிலுள்ள செனெகாம்பியா (Senegambia) என்ற இடத்தில் பகல் 12-30 மணிக்கு வெப்பநிலை 100°F. ஆனால் 12-45 மணிக்கு வெப்பநிலை 82°F ஆகக் குறைகிறது. பெரும்பாலும் முற்பகலில் வெப்பதட்பநிலை சூடாகவும், பிற்பகலில் இனிமையாகவும் இருக்கும்.

மலைக்காற்றும் பள்ளத்தாக்குக் காற்றும் (Mountain and valley winds)

இவைகளும் மேலே குறிப்பிட்ட கடல், நிலக் காற்றோட்டங்களைப் போலவே உண்டாகின்றன. பகலில், பள்ளத்தாக்குகளில் உள்ள குளிர்ந்த காற்று, மலைகளைச் சுற்றியுள்ள வெப்பமான இடங்களை நோக்கி வீசுகிறது. இதற்குப் பள்ளத்தாக்குக் (valley breeze) காற்று எனப் பெயர். இரவில் மலைப்பகுதிகள், பள்ளத்தாக்குப் பகுதியைவிட வேகமாகக் குளிர்வதால் குளிர்ந்த மலைக் காற்று, புவிஈர்ப்பு விசையின் உதவியால், பள்ளத்தாக்குப் பகுதிக்கு வீசுகிறது. இதற்கு மலைக்காற்று எனப் பெயர். இக்காற்றோட்டங்கள்தான் பெரிய மலைகளுக்கு அருகிலுள்ள இடங்களின் வானிலை, வெப்பதட்பநிலை, முதலியவற்றை நிர்ணயிக்கின்றன.

வெப்பக் காற்றும் குளிர் காற்றும்: வெப்பமான தோற்றுவாயிலிருந்து வீசும் காற்றும், காற்றுமண்டலத்தின் உயர்ந்த மட்டத்திலிருந்து கீழ்நோக்கிப் பாய்ந்து வரும் காற்றும் வெப்பமுடையதாய் இருந்தால் அவை வெப்பக்காற்று எனப்படும்.

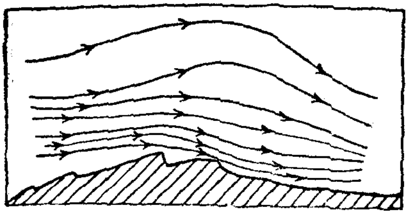
குளிரான தோற்றுவாயிலிருந்து வீசும் காற்றும் சரிவான உயர் மட்டத்திலிருந்து புவிஈர்ப்பு விசையின் காரணமாகப் புவிப்பள்ளங்களை நோக்கி ஓடும் காற்றும் குளிர் மிகுந்திருப்பதால் குளிர்காற்று எனப்படும்.

சகாராப் பாலைவனத்தின் மேலுள்ள காற்று மிக வெப்பமாக இருக்கிறது. இக்காற்று, மத்தியத்தரைக்கடலின் (Mediterranean Sea) தென் எல்லைகளில் குவியும்போது சுமார் ஒரு வாரம் வரை வெப்பநிலை குறையாமல் வெப்பமாகவே இருக்கும். இது வெப்பமான தோற்றுவாயிலிருந்து வீசும் வெப்பக்காற்றுக்கு உதாரணமாகும். இக்காற்றுக்கு சிராக்கோ (sirocco) என்று பெயர். இயக்கத்தால் ஏற்படும் வெப்பக்காற்றுக்கு, வடக்கு ஆல்பஸ் மலைகளில் உண்டாகும் காற்று உதாரணமாகும். இதற்கு ஃபோயன் (foehn) என்று பெயர். வட அமெரிக்காவில் மேற்குச் சமவெளிப் பகுதி

களில் வீசும் இந்த காற்றோட்டத்தை சினூக் (chinook) எனக் கூறப்படுகிறது. இவ்வாறு இந்தக் காற்றுக்கு ஒவ்வொரு நாட்டிலும் ஒரு பெயர் உண்டு.

மேற்கூறிய எல்லா வெப்பக் காற்றோட்டங்களிலும், காற்று மலைப்பகுதிகளிலிருந்து மிகுந்த விசையுடன் சமவெளியை நோக்கித் தள்ளப்படுகிறது. இந்த இயக்கத்தினால் காற்று, வெப்பமடைகிறது. ஆகையால் காற்றின் வெப்பநிலை சமவெளியில் மிக அதிகமாக இருக்கிறது. இக் காற்றோட்டங்களைப் பற்றி ஆராய்ந்தவர்கள் சமவெளியை அடையும் இக்காற்று, மலை உச்சிகளுக்கு மேல் பல ஆயிரம் அடி உயரத்திலிருந்து வரவேண்டும், எனக் கருதுகிறார்கள். (படம் 5-14).

வட அமெரிக்காவின் சமவெளிப்பகுதிகளில் வீசும் குளிர்காற்று நார்தெர் (norther) எனப்படும். இது, குளிரான தோற்றுவாயிலிருந்து வீசும் குளிர்காற்றுக்கு உதாரணமாகும். இதில் ஆர்க்டிக் (Arctic) நிலக்காற்று வடகனடாவிலிருந்து மிசிசிப்பி பள்ளத்தாக்கின் (Missisippi valley) வழியாக வீசும் நார்தெர் காற்று மிகுந்த குளிரை உண்டாக்குகிறது. இதுபோல ஒவ்வொரு நாட்டிலும் இந்தக் குளிர் காற்றுக்கு ஒவ்வொரு பெயர் உள்ளது உதாரணமாக, சைபீரியாவில் வீசும் காற்றுக்கு பூரான் (buran) எனவும், ரஷ்யாவில் இக்காற்றுக்கு பூர்க்கா (poorga) என்றுபெயர். தவிர போரா (bora) என்ற வேறொரு வகைக் குளிர்காற்றும் உண்டு. இது அட்ரியாட்டிக் கடலின் (Adriatic sea) வடகிழக்குப் பகுதிக்கே உரிய ஒரு சிறப்பான காற்றாகும். இது, மிக உயர்ந்த குளிர்பகுதியிலிருந்து மிகத் தாழ்ந்த நிலப்பகுதிக்கு வீசும் காற்றாகும். இக் காற்றோட்டத்தின் வேகம் மணிக்கு சுமார் 50 மைல் முதல் 100 மைல் வரை இருக்கும் என மதிப்பிடப்படுகிறது.



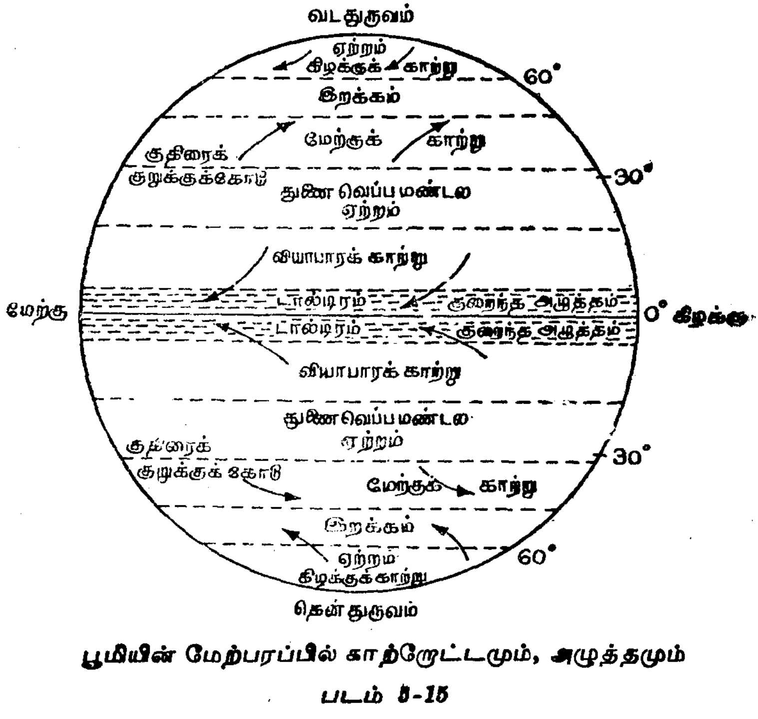
படம் 5-14
சினூக்காற்றின் இயக்கம்

வெப்பக்காற்று வெப்பநிலை மாறுபாடுகளினால் ஏற்படுகிறது என்று பார்த்தோம். ஆனால் இக்காற்று அதிக அழுத்தப் பகுதிக்கும், குறைவழுத்தப்பகுதிக்கும் உள்ள ஒரு தொடர்பு (link) எனக் கொள்ளலாம். காற்றுமண்டலத்தின் உயர்ந்த பகுதிகளில் ஏற்படும் புவித்திருப்பும் காற்றோட்டமானது, பூமியின் மேற்

பரப்பில் ஏற்படும் புவித்திருப்பும் காற்றோட்டம், வெப்பக் காற்றோட்டம், ஆகியவற்றின் கூட்டுத் தொகைக்குச் சமம், என்பதுதான் தற்கால வானிலை அறிஞர்களின் கருத்தாகும். (ஆனால் இவ்விரண்டு இயக்கங்களையும் வெக்டர் (vector) முறையில் சேர்க்கவேண்டும்) அதாவது சுருக்கமாக, வெப்பக் காற்று இரண்டு மட்டங்களில் ஏற்படும் புவித் திருப்பும் காற்றோட்டங்களின் வித்தியாசத்திற்குச் சமமாகும்.

5-8. காற்றின் பொது இயக்கம் (General atmospheric circulation)

சரியான வானிலையைத் தீர்மானிக்கப் பூமியின் மேற்பரப்புகளிலும் அதை ஒட்டிச் சற்று மேலாகவும் வீசுகின்ற காற்றின் தன்மைகளை மட்டும் தெரிந்துகொண்டால் போதாது. காற்றுமண்ட



பூமியின் மேற்பரப்பில் காற்றோட்டமும், அழுத்தமும்

படம் 5-15

லத்தின் உயர்ந்த பகுதிகளில் வீசுகின்ற காற்றின் தன்மைகளையும் அறிதல் வேண்டும். முதலில் பொதுவாக, உலகம் முழுவதும் பூமியின் மேற்பரப்பிலும் அதை ஒட்டிச் சற்று மேலாகவும் வீசும் காற்றோட்டங்களின் வகைகளை விளக்குவோம். (படம் 5-15)

புவி நடுக்கோட்டிலிருந்து 30° வடக்கிலும் 30° தெற்கிலும் உள்ள குறுக்குக்கோட்டுப் பகுதி; புவி நடுக்கோட்டிற்கு மிக அருகிலுள்ள பகுதி குறைவான அழுத்தம் உடையதாகும். ஆனால் இவ்வழுத்தம் சீராக இருக்கும். ஆகையால் இப்பகுதி பொதுவாக மென்மையான அவ்வப்போது மாறக்கூடிய காற்றோட்டங்களைக் கொண்ட அமைதியான பகுதியாகும். இப்பகுதியில் செங்குத்து வெப்பச் சலனமுறை மிக பலமாக நடைபெறுவதால் சில சமயங்களில் புயற்காற்றும் இடி மின்னலுடன் கூடிய கனத்த மழையும் பெய்யலாம். இப்பகுதியின் பழைய பெயர் டால்டிரம் (Doldrum) எனப்படும். இதன் புதிய பெயர் வெப்பமண்டலங்கள் தொடு பகுதி (intertropical convergence zone) இதன் எல்லை இதுவரை சரியாகத் தீர்மானிக்கப்படவில்லை. இப்பகுதி வடகோளத்தில் கிழக்கிலிருந்தும் தென்கோளத்தில், தென்கிழக்கிலிருந்தும் வீசும் இவ்விரண்டு காற்றோட்டப் பகுதிகளையும் பிரிக்கிறது. (படம் 5-15). இக்காற்றோட்டங்களுக்கு வியாபாரக் காற்று (trade winds) எனப் பெயர். காற்றோட்டங்களிலேயே மிகவும் சீராக வீசுவது இவைகள் தான். பூமியின் மேற்பரப்புகளில் வீசும் காற்று, புவி நடுக்கோட்டின் குறைவழுத்தப் பகுதிக்கு நேராக வரும்பொழுது கொரியாலிஸ் விசையால் இது விலக்கப்பட்டு கிழக்குக்காற்று ஆகிறது (easterlies).

புவி நடுக்கோட்டிலிருந்து 30° முதல் 35° வரை வடக்காகவும், தெற்காகவும் உள்ள குறுக்குக்கோட்டுப் பகுதி: இப்பகுதிகளில் வியாபாரக் காற்றின் பலம் மிகவும் குறைந்துவிடுகிறது. இந்த காற்றழுத்தம் மிகவும் அதிகமாகும் (படம் 5-15). ஆகையால் இதற்குத் துணை வெப்பமண்டல உயர்வழுத்தப் பகுதி (subtropical high pressure zone) எனப் பெயர். இதற்குக் குதிரைக் குறுக்குக்கோட்டுப் பகுதி (Horse latitude) எனவும் பெயர். இப் பகுதியில் காற்று மிக லேசாக வீசும். அடிக்கடி மாறக்கூடிய தன்மைவாய்ந்தது. இப்பகுதியில் மழையும் இராது. இது போன்ற வெப்பதட்பநிலை கடற் பிரயாணத்திற்கு உகந்ததல்ல. அக்காலத்தில், குதிரைகளைக் கப்பலில் ஏற்றிப் பிரயாணம் செய்த மாலுமிகள், அவைகள் இப்பகுதிகளில் இறந்துபோவதைக் கண்டார்கள். ஆகையால்தான், இப்பகுதி இப்பெயரைப் பெற்றது. மேலும் லேசான அடிக்கடி மாறக்கூடிய காற்றோட்டம் மாலுமிகளுக்கு உகந்ததல்ல. அதிக வெப்பத்தாலும், தாகத்தாலும் இக் கொடிய பகுதியில் மனிதர்கள் எவ்வாறு இறந்துவிடுகிறார்கள் என்பதை எடுத்துக்காட்டும் பல கவிதைகளும் இருக்கின்றன.

குதிரைக் குறுக்குக்கோட்டின் கீழ்ப்பகுதிகளில் காற்றோட்டம் மேற்காக வீசுகிறது. அங்கு, இது வியாபாரக் காற்றுடன் சேர்ந்து

விடுகிறது. உயர்ந்த பகுதிகளில் கிழக்காக வீசுகிறது. அங்கு அது, அதன் அழுத்தப் பகுதியில் கிழக்காக வீசும் (westerly) காற்றுடன் சேர்ந்துவிடுகிறது. இப்பகுதியின் உயர்ந்த அழுத்தம், பெரும்பாலும் கடற்பகுதிகளில்தான் இருக்கிறது. உதாரணமாக, தென் அட்லாண்டிக் கடல், தென் இந்தியக் கடல், வட பசிபிக் கடல், தென் பசிபிக் கடல், முதலிய பகுதிகளைக் கூறலாம்.

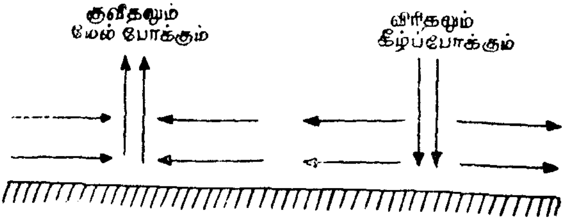
புவி நடுக்கோட்டிலிருந்து 35° முதல் 60° வரை வடக்காகவும், தெற்காகவும் உள்ள குறுக்குக்கோட்டுப் பகுதி: இது சுமார் 40° குறுக்குக்கோடு வரை கிழக்குப்புறமாக வீசும் காற்றுப் (westerlies) பகுதி ஆகும். இதற்கு மேல் உள்ளது, குறைவழுத்தப் பகுதியாகும் (படம் 5-15). இப்பகுதிகளில் கடும் புயல் வீசுகிறது. அதிக வெப்பநிலை வித்தியாசங்கள் உண்டாகின்றன. ஆகையால் வானிலையில் அடிக்கடி பெரும் மாறுபாடுகள் இப்பகுதியில் உண்டாகின்றன. குதிரைக் குறுக்குக்கோட்டு உயர்ந்த அழுத்தப்பகுதியில் இருந்து, துணைத் துருவக் குறைவழுத்தப் பகுதிக்குக் காற்று வீசும் போது, கொரியாலிஸ் விசையால், அது கிழக்குநோக்கி விலகுவதால், கிழக்குநோக்கிய காற்றோட்டம் ஏற்படுகின்றது. அதாவது வடகோளத்தில் அது தென்மேற்கிலிருந்தும், தென்கோளத்தில் அது வடமேற்கிலிருந்தும் வீசுகிறது.

புவி நடுக்கோட்டிலிருந்து 60°க்கு மேல் தெற்கிலும் வடக்கிலும் உள்ள குறுக்குக்கோட்டுப் பகுதி: கிழக்குநோக்கி வீசும் காற்று சுமார் 60° குறுக்குக்கோடுவரை செல்கிறது. அதற்கு மேல் உள்ள குறுக்குக்கோட்டுப் பகுதியில், சுமார் 65°-ல் காற்றோட்டம் கிழக்கிலிருந்து மேற்காக வீசுகிறது. (easterlies) (படம் 5-15). இப்பகுதியில் காற்றின் அழுத்தம் மிக அதிகமாக இருக்கலாம் என நம்பப்படுகின்றது. வடகோளத்தில் சுமார் 70° குறுக்குக்கோட்டுப் பகுதி வரை, காற்றோட்டங்களைப்பற்றி ஓரளவு அறிவோம். ஆனால், தென்கோளத்தின் 60° குறுக்குக்கோட்டிற்கும் மேற்பகுதிகள் இன்னும் சரியாக ஆராயப்படவில்லை. மேலும் இப்பகுதியின் வெப்பதட்ப நிலைகளைப் பற்றிய உண்மைகளும் கருத்து வேறுபாடுகள் கொண்டவைகளாக உள்ளன.

டால்டிரம் பகுதியைப்பற்றிய தற்காலக் கருத்துகள்: டால்டிரம் பகுதியை அமைதியானதென்றும் காற்றோட்டங்களிலேயே மிகச் சீராக வீசக்கூடியது வியாபாரக்காற்று எனவும் பார்த்தோம். இரண்டாவது உலக யுத்தத்தின்போது, இப்பகுதிகள் பெரிதும் ஆராயப்பட்டன. அவற்றின் விளைவாக இப்பகுதிகளைப்பற்றி, பழைய கருத்துகள் தவறு என்று நிரூபிக்கப்பட்டது. முன்பு இப்

பகுதியில் காற்றோட்டங்களும், வெப்பநிலையும் சீராக இருக்கும் என்று நம்பப்பட்டது. ஆனால் இப்பொழுது சீரற்ற பயங்கரமான சுழற்காற்றுகள் அடிக்கடி இப்பகுதிகளில் ஏற்படுகின்றன என்பது தெரியவந்துள்ளது. தோற்றுவாயாக இப்பகுதி அமைகிறது என்றும் கூறப்படுகிறது. மேலும், காற்று இப்பகுதியின் ஒரு குறிப்பிட்ட இடத்தில் மிகையாகச் சேர்கிறது, என்றும் தெரிய வருகிறது. ஆகையால் இப்பகுதியின் வானிலை சீரானது என்ற பழைய கருத்து சரியல்ல என்று புலனாகிறது.

காற்று குவியும் விரியும் பகுதிகள்: படம் 5-15-ல் காற்றோட்டங்கள் சில பகுதிகளில் கிடைமட்டமாக குவிவதையும், சில பகுதிகளில் விரிந்து செல்வதையும் காணலாம். காற்றோட்டம் ஒரு பகுதியில் குவிவது புயல்காற்று வீசுவதற்கு அறிகுறியாகும். அது போல் காற்றோட்டம் ஒரு பகுதியிலிருந்து விரிந்து செல்வது எதிர்க் காற்றோட்டத்தைக் குறிக்கிறது, காற்றோட்டம் பரந்த பகுதியில் குவியுமானால் அதனால் விரும்பத் தகாத வானிலை உண்டாகும். இப்பகுதிகளில் எந்த இரு இடங்களிலும் வெப்பநிலை வேறுபாடு மிக அதிகமாக இருக்கும். வெப்பநிலைச் சரிவும் மிகையாக இருக்கும். ஆகையால் மாறு வெப்பநிலைக்கோடுகள் மிக நெருக்கமாக இருக்கும். ஏனெனில் பல பகுதிகளிலிருந்தும் வரும் காற்றோட்டங்கள் தம்மோடு வெப்பநிலைகளையும் எடுத்து வருகின்றன. மேலும் இத்தகைய காற்றோட்டங்கள் தாம் குவியும் இடத்தி



கிடைமட்டமாகக் குவியும் காற்றோட்டம், மேல் நோக்கிச் செல்லும் காற்றோட்டத்தையும், கிடைமட்டமாக விரியும் காற்றோட்டம் கீழ்நோக்கிச் செல்லும் காற்றோட்டத்தையும் உண்டாக்குகின்றன.

படம் 5-16

கிடைமட்டமாகக் குவிதலும் விரிதலும்

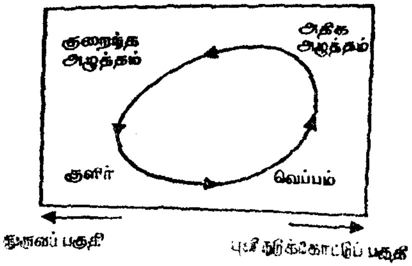
லுள்ள காற்றைப் பல முனைகளிலும் இறுக்குவதால் அக்காற்று மேலே தள்ளப்படுகிறது. (படம் 5-16). அவ்வாறு பெரும்பகுதி யான காற்று மேலே தள்ளப்படுவதால், மிகுந்த குளிர்ச்சி உண்டா

கிறது. அதனால் மேகங்கள், வீழ்படிவாதல் முதலியன உண்டாகின்றன. மேலும், இதனால் காற்றுமண்டலத்தின் நிலைப்பாடு (stability) பெரிதும் பாதிக்கப்படுவதால், புயற்காற்றுகள் உருவாகின்றன.

காற்றோட்டங்கள் கிடைமட்டமாக விரிந்து செல்லும்போது உண்டாகும் காலி இடத்தை அடைக்க உயர்ந்த பகுதியில் உள்ள காற்று அங்கு செல்கிறது. (படம் 5 16). இவ்வாறு கீழ்நோக்கிச் சென்று பூமியை அடையும் காற்று, வெப்பமடைகிறது. இது காற்று மண்டலத்தின் நிலைப்பாட்டை அதிகமாக்குகிறது. இது, மேகங்கள், வீழ்படிவாதல், புயற்காற்றுகள் முதலியன உருவாவதைத் தடுக்கிறது.

காற்றின் பொது இயக்கக் கொள்கைகள் : காற்றோட்டம் ஏன் உண்டாகிறது என்பதை அளவியலான (quantitative) முறையில் காண்பதுதான் எளிதாகும். இதை விளக்குவதற்குப் பல கொள்கைகள் (theories) இருந்தபோதிலும் சில முக்கியமானவைகளை மட்டும் இங்கே காணலாம். பூமியில் ஏன் காற்றோட்டம் ஏற்பட வேண்டும் என்ற கேள்விக்கு அடிப்படைக் காரணத்தை முதன் முதலில் ஆய்ந்தவர் எட்மண்ட் ஹேலி (Edmund Halley) என்பவர். இவர் 1686 ஆம் ஆண்டு வியாபாரக் காற்றோட்டத்தைப் பற்றிய ஆய்வுக் கட்டுரை ஒன்றை வெளியிட்டார். அதில், பூமியைச் சூரியன் சரிசமமற்ற முறையில் வெப்பமடையச் செய்வதால், காற்றோட்டம் உண்டாகிறது என்று குறிப்பிட்டுள்ளார். இதை விடத் தெளிவான முறையில் 1735-ல் ஜார்ஜ் ஹாட்லி (George Hadley) என்பவர் மற்றொரு கொள்கையை வெளியிட்டார். இதன்படி, காற்று புவி நடுக்கோட்டுப் பகுதிகளில் உயரச் சென்று, உயர்ந்த குறுக்குக்கோட்டுப் பகுதிகளில் (துருவங்களுக்கு அருகில்) பூமியின் மேற்பரப்பை நோக்கிக் கீழே இறங்குகிறது. இதனால், உயர்ந்த காற்றுமண்டலப் பகுதியில், பூமியின் காந்தத்துருவ தளத்தின் (earth's magnetic meridian) வாயிலாகக் காற்று இடம் பெயர்கிறது. பின்பு துருவப்பகுதியில், பூமியின் மேற்பரப்பில் இறங்கிய காற்று அப் பகுதியிலிருந்து, புவிநடுக்கோட்டுப் பகுதிக்குத் திரும்பிவரும்பொழுது கொரியாலிஸ் விசையால் தென்மேற்கு, வடமேற்குத் திசைகளில் விலக்கப்படுகின்றன. இவ்வாறு வியாபாரக் காற்று உண்டாகின்றது. இவ்வாறு காற்று செல்லும் பாதையிலடங்கிய பகுதிக்கு, ஹாட்லி அறை (Hadley's cell) என்று பெயர் (படம் 5-17). இது பெரும்பாலும் புவிநடுக் கோட்டிலிருந்து சுமார் $30^\circ - 35^\circ$ வரையுள்ள குறுக்குக்கோட்டுப் பகுதிகளில்தான் ஏற்படுகின்றன என்பதற்குப் பல சான்றுகள் உள்ளன

மேற்கூறிய கொள்கையின்படி வெப்பமண்டலத்தில் (tropics) மேற்காக வீசும் காற்றோட்டம் எவ்வாறு ஏற்படுகிறது என்பதை



படம் 5-17

ஹாட்லி அறை

அறியலாம். பூமியின் மேற்பரப்பு முழுவதிலும், இதேபோலக் காற்றோட்டங்கள் மேற்காகவே ஏற்படுமானால், நமது கேள்விக்குப் பதில் மிக எளிதாகிவிடும். ஆனால் இவ்வாறு நடைபெறுவது இயலாது. ஏனெனில், பூமியின் மேற்பரப்பு சீரற்றுக் கரடுமுரடாக இருப்பதால், அதன் மேற்பரப்பில் வீசும் காற்றின்மேல் உராய்வு இழுவை (frictional drag) ஏற்படுகிறது. மேலும், பூமியின் ஏதேனும் ஒரு பகுதியில், ஒரு திசையில் காற்றோட்டம் ஏற்படுமானால், அதை ஈடுசெய்ய, பூமியின் வேறொரு பகுதியில் அதன் எதிர்த் திசையில் காற்றோட்டம் ஏற்படுதல்வேண்டும். அப்பொழுதுதான், வானிலையியலின்படி, நிலையான வீதத்தில் பூமியும் அதன்மேல் உள்ள காற்றுமண்டலமும் சுழன்றுகொண்டிருக்கும். இந்த நிலையான நிலை (steady state) மாறாமல் இருக்கவேண்டுமானால், பூமியின் ஒரு பகுதியில் கிழக்கு நோக்கிய காற்றோட்டம் இருக்கும் பொழுது மற்றொரு பகுதியில் மேற்கு நோக்கிய காற்றோட்டம் இருந்தாகவேண்டும் என்பது புலனாகின்றது.

5-9. உயர்ந்த பகுதியில் காற்றோட்டங்கள்

பூமியின் பரப்பிலும், அதை ஒட்டிச் சற்று மேலே உள்ள பகுதிகளிலும் குவிந்தும், விரிந்தும் செல்லும் காற்றோட்டங்கள் வானிலையை அறியப் பெரிதும் துணைபுரிகின்றன. இருப்பினும், காற்று மண்டலத்தின் உயர்ந்த பகுதிகளில் வீசுகின்ற காற்றோட்டங்களைப் பற்றியும் அறிதல் அவசியமாகும். ஏனெனில் அப்பொழுதுதான், வானிலையை, முழுமையாக அறிந்தவர்களாவோம். ஆனால் இவை இரண்டிற்கும் உள்ள சரியான தொடர்பை இதுவரை விஞ்ஞானிகள் கண்டுபிடிக்கவில்லை.

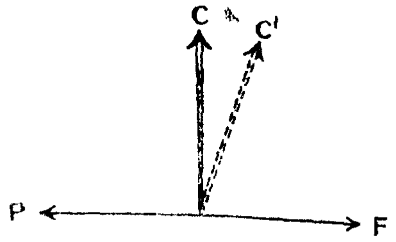
பூமியின் மேற்பரப்பில் வீசும் காற்றோட்டத்தின் திசை, வேகம், முதலியன உராய்வினாலும், சீரற்ற பூமியின் மேற்பரப்பினாலும், பெரிதும் மாறுபடுகின்றன. உயரச் செல்லச் செல்ல உராய்வின் விளைவு குறைந்துகொண்டே சென்று ஒருநிலையில் சுழி ஆகிவிடும். ஆகையால் காற்றுமண்டலத்தின் அப்பகுதியில் அழுத்தச் சரிவு விசையும், கொரியாலிஸ் விசையும் சமநிலை அடைகின்றன. இதனால் புவித் திருப்புக்காற்று உண்டாகிறது. அப்பொழுது, காற்று சம அழுத்தக் கோட்டிற்கு, இணையாக வீசுகிறது. அப்படியானால், காற்றுமண்டலத்தின் இப் பகுதிகளில், காற்றோட்டம், பெரும் பாலும் குறுக்குக் கோட்டிற்கு இணையாகவே (மண்டலக் காற்று) ஏற்படும். புவிகாந்தத்துருவத் தளத்திற்கு இணையாக வீசும் காற்றோட்டம் மிகக் குறைவே. இப் பகுதிகளில் வீசும் காற்றோட்டமானது, மேகம், வீழ்படிவு முதலியன உண்டாவதற்குப் பெரிதும் துணைபுரிகின்றது. இதிலிருந்து வானிலையியலில் இதன் முக்கியத்தை நன்கு உணரலாம்.

காற்றுமண்டலத்தின் உயர்ந்த பகுதிகளில் ஏற்படும் காற்றோட்டங்கள் இதுவரை சரியாக ஆராயப்படவில்லை. ஆனால் அங்கு ஏற்படும் காற்றோட்டங்களின் வேகம் மிக அதிகமாக இருக்க வேண்டும் என வானிலை அறிஞர்கள் ஊகித்தனர். இரண்டாவது உலக யுத்தத்தின் போது அமெரிக்க விமான ஓட்டிகள் மிக உயரமான பகுதிக்கு விமானத்தைச் செலுத்தவேண்டி வந்தது. அப்பொழுது அவர்கள் சுமார் 20,000 அடியிலிருந்து 30,000 அடிவரை உள்ள பகுதிகளில் மணிக்கு 200 முதல் 300 மைல்வரை வேகத்துடன் வீசக்கூடிய காற்றோட்டங்களை உணர்ந்தனர். மிகை வெப்ப நிலைச் சரிவு, அழுத்தச் சரிவு முதலியவற்றோடு தொடர்புடைய இக் காற்றோட்டத்திற்கு ஜெட் ஓட்டம் (jet stream) எனப் பெயர். இதற்கு இப் பெயர் பெரிதும் பொருந்தும். ஏனெனில், இது சரிவு மிகையாக இருக்கும்பொழுது, மிகக் குறுகிய பாதையில் வேகமாகப் பீச்சியடிக்கும் நீரைப் போன்றது. மருத்துவர்கள் உபயோகிக்கும் ஊசியில் ஒரு திரவத்தை உறிஞ்சி குடுதண்டை (piston) அழுத்தினால் அதிலுள்ள துவாரத்தின் வழியே திரவம் பீரிட்டு அடிப்பதுபோல், இக் காற்றோட்டமும் ஒரு பகுதியிலிருந்து மற்றொரு பகுதிக்கு குறுகிய பாதையில் பீரிட்டுச் செல்கிறது.

ஒரு கப்பல் நீரில் வேகமாகச் செல்லும்பொழுது அதைச் சுற்றிய நீரில் கொந்தளித்த நீரோட்டத்தை (turbulent flow) உண்டாக்குகிறது. அதைபோல், ஜெட் ஓட்டமும் அதனைச் சுற்றியுள்ள காற்றைப் பெரிதும் பாதிக்கின்றபடியால் அதன் அருகில் கொந்தளிப்பு ஏற்படுகிறது. இவை சில சமயங்களில் மிகப் பயங்

கரமாக ஏற்படும். அப்பொழுது காற்றுமண்டலத்தில் சில முறிவுகள் ஏற்படுவதை விஞ்ஞானிகள் கண்டுபிடித்திருக்கிறார்கள். உதாரணமாக, ட்ரோபோபாஸ் பகுதி தொடர்ச்சியானது என்று முன்பு கருதப்பட்டது. ஆனால் இந்த ஜெட் ஓட்டத்தின் விளைவாக அது உடைந்து, மேலொன்று கீழொன்றாகப் பிளவுபடுகின்றது என்பது பின்பு தெரியவந்தது.

சில இடங்களில் ஜெட் ஓட்டம் அதிகத் திசைவேகமுடைய தனித்தனி சிறு இழைகளாகத் (filaments) தோன்றுகிறது. வேறு சில இடங்களில், இவ்விழைகள் ஒன்றுசேர்ந்து, ஒரு வலிமையான ஜெட் ஓட்டமாக மாறுகிறது. இது மிக வேகமாக வீசுவதால், அழுத்தச் சரிவு விசையால் இவ் வேகத்தைத் தாங்கமுடிவதில்லை. அப்பொழுது கொரியாலிஸ் விசை அழுத்தச் சரிவு விசையைவிட அதிகமாக இருப்பதால், வடகோளத்தில், இக் காற்று வலதுபுறமாகத் தள்ளப்படுகிறது (படம் 5-18), ஆகையால் இது மேற்கிலிருந்து கிழக்காக வீசுகிறது. இத்தகைய காற்றோட்டத்திற்கு மீச்சரிவுக் காற்றோட்டம் (super gradient winds) எனப் பெயர். இக் காற்றோட்டத்தின் விளைவால், காற்று வடகோளத்தின் வலதுபுறமாக வந்து குவிகின்றது. இவ்வாறு காற்று ஓரிடத்திற்கு அதிக அளவில் மாற்றப்படும் முறை சூறவளித் தடுப்புத்தோற்றுவாய் (anticyclogenesis) எனப்படும்.

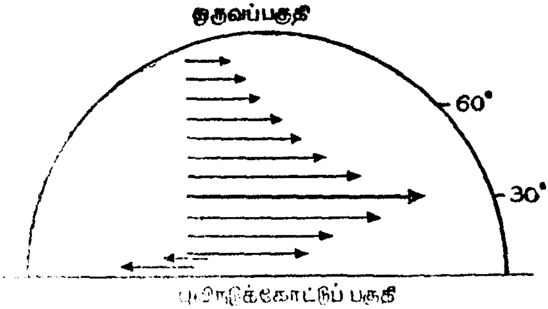


F — கொரியாலிஸ் விசை
P — அழுத்தச் சரிவு விசை
C — காற்றோட்டத்திசை
G^1 — வலதுபுறமாக விலகுகிற காற்றோட்டம் (F > P)

படம் 5-18
மீச்சரிவுக் காற்றோட்டம்

இக் காற்றோட்டம் சுமார் 30,000 அடியிலிருந்து 40,000 அடி உயரம்வரை உள்ள பகுதியில் பெரும திசைவேகத்தை அடைகிறது. இது 30° முதல் 35° வரையுள்ள குறுக்குக்கோட்டுப் பகுதியைச்

சார்ந்தது. ஆகையால் உயர்ந்த ட்ரோபோபாஸ்பியர் பகுதியில் மேற்கிலிருந்து கிழக்காக வீசும் காற்றின் (westerly) திசைவேகம் துருவப் பகுதியிலிருந்து புவிநடுக்கோட்டிற்கு வரவர அதிகமாகிறது. அது 30° குறுக்குக்கோட்டுப் பகுதியில் பெரும அளவை அடைகிறது. அதன்பிறகு புவிநடுக்கோட்டுப் பகுதியில் உள்ள கிழக்கிலிருந்து மேற்காக வீசும் காற்றோட்டம் (earterly) வரும்வரை, அதன் திசை வேகம் மிக வேகமாகக் குறைகிறது (படம் 5-19). இதிலிருந்து



மேற்குக் காற்றின் திசைவேகம் 30° குறுக்குக் கோட்டில் பெரும அளவை அடைகிறது.

படம் 5-19

ஜெட் ஓட்டத் திசை வேகம்

அதிகத் திசைவேகமுள்ள ஜெட் ஓட்டம் துணை வெப்பப் பகுதியின் (subtropical) அல்லது குதிரைக் குறுக்குக்கோட்டுப் பகுதியின் (horse latitudes) செங்குத்தான உயரத்தில் ஏற்படுகிறது என்று தெரிகின்றது. குதிரைக் குறுக்குக்கோட்டுப் பகுதியில் ஏற்றங்கள் (highs) இருப்பதற்கு இதுவே காரணமாகும்.

ஜெட் ஓட்டங்களின் திசைவேகம் அது தோன்றும் இடத்தின் நிலை முதலியன, பருவ காலத்திற்குத் தகுந்தாற்போல மாறுபாடு அடைகின்றன. இது தோன்றும் இடம் ஒரே நிலையாக இருப்பதில்லை. பருவகாலம் மாறும்பொழுது பூமியின் பரப்பில் இது தோன்றும் இடமும் மாறுகிறது. கோடைக்காலத்தில் ஜெட் ஓட்டம் துருவத்தை நோக்கி நகருவதைவிட அதிகமாகக் குளிர் காலத்தில் நகருகிறது. இதன் திசைவேகம் கோடைகாலத்தில் இருப்பதைவிட குளிர்காலத்தில் இரண்டு மடங்காகிறது. மேலும் அது துருவப் பகுதியைச் சுற்றிவரும் பாதையிலும் (circumpolar course) திசைவேக மாற்றங்கள் இடத்திற்கு இடம் மாறுகின்றன. அதனுடைய பெரும வேகம், குளிர்காலத்தில் வடஆப்பிரிக்கா

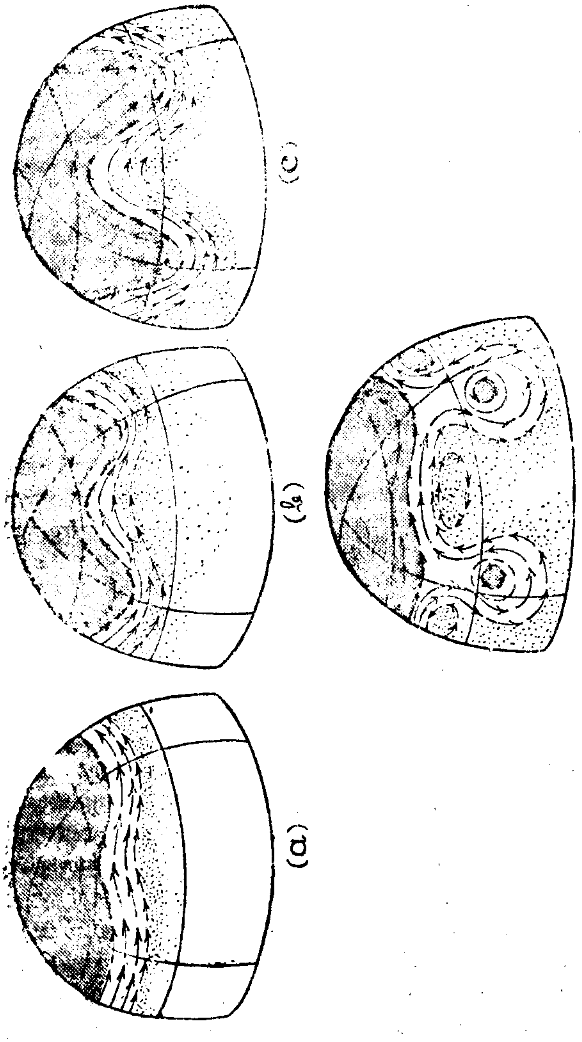
வுக்கும், இந்துமகா சமுத்திரத்திற்கும் இடையே உள்ள பகுதியிலும் தென்கிழக்கு ஐக்கிய அமெரிக்கப் பகுதியிலும் உண்டாகிறது.

காற்றின் அலைகள் : பூமியின் மேற்பரப்பில் கிழக்காக வீசும் காற்றோட்டங்களும் (westerlies), ஜெட் ஓட்டங்களும் பூமியின் குறுக்குக் கோட்டிற்கு இணையாகவே செல்கின்றன என்று பார்த்தோம். குறுக்குக் கோட்டிற்கு இணையாகச் செல்லும் இக் காற்றோட்டங்களின் பாதைகள் சில பகுதிகளில் வட துருவத்தை நோக்கியும், சில பகுதிகளில் தென் துருவத்தை நோக்கியும் உயர்கின்றன. இதனால் சம அழுத்தக் கோடுகள் ஒரு சைன் வளைகோடு(sine curve) வடிவத்தை அடைகின்றன (படம் 5-20). அதாவது காற்றோட்டங்களின் பாதையில் மிக நீளமான பள்ளங்களும், மேடுகளும் உண்டாகின்றன. இவைகளின் வீச்சு (amplitude), ட்ரோபாஸ்பியர் பகுதியில், உயரவாக்கிலும், குறுக்குக்கோட்டுவாக்கிலும் அதிகமாகிறது. இவ்வாறு உண்டான அலைகளில் மிகச் சிறிய அலையின் நீளம் சுமார் 550 மைல் ஆகும். காற்றுமண்டலத்தில் உண்டாகும் அலைகளிலேயே மிக நீளமானது இவ்வலைகளே. இவ்வலைகளில் உண்டாகும் மேடுகளும், பள்ளங்களுமே காற்றுமண்டலத்தின் குறைந்த மட்டத்தில் விரிந்தும், குறைந்தும் ஏற்படும் காற்றோட்டங்களுக்குக் (படம் 5-16 பார்க்கவும்) காரணமாகின்றன. இவை இரண்டிற்கும் உள்ள தொடர்பு வானிலைக்குப் பெரிதும் பயன்படுகின்றது.

பொதுக் காற்றோட்டங்களின் மாறுபாடுகள் : மண்டல வகைக் (zonal type) காற்றோட்டங்களின் வேகம் வாரத்திற்கு வாரம் பெரும் மாறுபாடு அடைகிறது. மேலும் இம்மாறுபாடுகள் சீரற்ற முறையில் ஏற்படுகின்றன. இதனால்தான் பூமியின் மேற்பரப்பில் வெப்பதட்ப நிலைகளும் பெரிதும் மாறுகின்றன. இவ்வாறு ஜெட் ஓட்டத்தில் சீரற்ற முறையில் ஏற்படும் மாறுதல்களை துருவப்பகுதிகளைச் சுற்றிவரும் காற்றோட்டப் பாதையில் துருவத்தை நோக்கியும் விலகியும், சுருக்கத்தையும் (contraction), விரிவையும் (expansion) உண்டாக்குகின்றன எனக் கொள்வோம். இவ்வாறு காற்று சுருங்கி விரியும்போது ஜெட் ஓட்டத்தின் நிலை, தோற்றம் முதலியன மாறுகின்றன. இது மாறுபாடு அடையும் நேரங்கள், நிலைச் சக்கரம் (index cycles) எனப்படும். ஒரு நிலைச் சக்கரம் முடிய சுமார் 4 முதல் 6 வாரங்கள் வரை ஆகிறது (படம் 5-20).

தொடக்கத்தில் (படம் 5-20*a*) ஜெட் ஓட்டப் பகுதிகள் மிக உயர்ந்த குறுக்குக் கோட்டுப் பகுதியில், அதாவது வடதுருவத்திற்கு அருகில் விழுகின்றன. இவைகள் மேற்கிலிருந்து கிழக்காக வீசுகின்றன. மேலும் இக் காற்றோட்ட அலைகளின் வீச்சு மிகக்

குறைவாக இருக்கிறது. இப் பகுதிக்கு மேற்புறம் அதாவது உயர்ந்த குறுக்குக் கோட்டுப் பகுதியில் மிகையான குளிர் துருவக் காற்றும், கீழ்ப்புறம் அதாவது நடுக் குறுக்குக் கோட்டுப் பகுதியில் லேசான வெப்பக் காற்றும் இருக்கின்றன. இந்நிலையில் தான் கிழக்காக வீசும் காற்று குறுக்குக் கோட்டிற்கு இணையாக வீசுகின்றது. அப்பொழுது உயர்ந்த குறுக்குக் கோட்டுப் பகுதியிலிருந்து



படம் 5-20

ஜெட் காற்றோட்டமும், மேல் காற்றலைகளும் (Upper-air-waves)

குறைந்த நடுக்கோட்டுப் பகுதிகளுக்குக் காற்று பெரிதும் மாற்றப் படுவதில்லை. இந்தத் தொடக்க நிலைக்கு, உயர்மண்டல நிலைமை (high zonal index) என்று பெயர்.

இதற்கடுத்த நிலையில் (படம் 5-20b) ஜெட் ஓட்டம் புவிநடுக் கோட்டுப் பகுதியை நோக்கிச் சிறிது இடம் பெயர்கின்றது. இக் காற்றோட்ட அலைகளின் வீச்சும் அதிகமாகிறது. இதனால் துருவக் காற்று புவிநடுக்கோட்டை நோக்கியும் வெப்பமண்டலக் காற்று (tropical air) துருவத்தை நோக்கியும் அழுக்கப்படுகின்றன. நேரம் செல்லச் செல்ல ஜெட் ஓட்ட அலையின் வீச்சு மேலும் மேலும் அதிகமாகிறது (படம் 5-20c). அப்பொழுது துருவப் பகுதியில் உள்ள காற்றும், வெப்பமண்டலக் காற்றும் வடக்கு—தெற்கு வாக்கில் பெரிதும் மாற்றப்படுகின்றன. இதனால் கிழக்கு மேற்கு வாக்கில் இரு பகுதிகளுக்கிடையே உள்ள வெப்பநிலை வித்தியாசம் மிகமிக அதிகமாகிறது. இப்பொழுது ஜெட் ஓட்டத்தின் சராசரி அமைப்புநிலை புவிநடுக்கோட்டிற்கு அருகில் இருக்கும்.

நிலைச்சக்கரத்தின் நான்காவது பகுதியில் (படம் 5-20d) ஜெட் ஓட்ட அலைகளின் வீச்சு மிகமிக அதிகமாவதால், உயர்ந்த குறுக்குக் கோட்டுப் பகுதியில் வெப்பமண்டலக் காற்றின் பெரும்பகுதி துணியாகப் பிரிக்கப்படுகிறது. அதே அளவு துருவக்காற்றும் குறைந்த அழுத்தப் பகுதியில் சிக்கிக் கொள்கிறது. இந்நிலைக்குக் குறைந்த மண்டலநிலை (low zonal index) எனப் பெயர். காரணம் வடக்கு—தெற்குவாக்கில் இரு இடங்களிலுள்ள காற்றோட்டங் களின் திசைவேகமும் வானிலையும் அதிக வேறுபாடு அடைவதில்லை.

மேற்கூறியவாறு, உயர்ந்த குறுக்குக் கோட்டுப் பகுதிக்கும், குறைந்த கோட்டுப் பகுதிக்கும் இடையே காற்று மாற்றப்படு கிறது. இதனால் துருவப் பகுதிக்கும், புவிநடுக்கோட்டுப் பகுதிக் கும் கதிர்வீச்சு சமநிலை உண்டாகிறது. இதனால்தான் உயர்ந்த குறுக்குக்கோட்டுப் பகுதி குளிர்ச்சி அடைந்துகொண்டே போகாம லும், குறைந்த குறுக்குக்கோட்டுப் பகுதி வெப்பமடைந்து கொண்டே போகாமலும் தடுக்கப்படுகின்றது.

முடிவு: காற்றோட்டங்களின் பொதுவான இயக்கம் இன்னும் முற்றுப்பெறாத நிலையில்தான் இருக்கின்றது. மிக உயர்ந்த பகுதி களில் ஏற்படும் காற்றோட்டங்களுக்கும், பூமியின் மேற்பரப்புகளில் ஏற்படும் காற்றோட்டங்களுக்கும் உள்ள தொடர்பு இன்னும் சரியாக ஆராயப்படவில்லை. இருப்பினும் இவ்விரண்டு பகுதிகளி லும் ஏற்படுகின்ற காற்றோட்டங்கள், வானிலையைப் பெரிதும் மாற்றுகின்றன என்ற உண்மை தெளிவாக்கப்பட்டுவிட்டது. இப்

பகுதிகளைப் பற்றி, செயற்கைத் துணைக்கோள்கள், வெடியூர்திகள் முதலியவற்றின் உதவியால் கிடைக்கும் குறிப்புகள், வானிலையை முன்கூட்டி அறியவும், பருவகாலங்களைப்பற்றித் தெளிவாக அறியவும், பெரிதும் பயன்படும் என நம்பப்படுகின்றது.

5-10. கடல் நீரோட்டம்

காற்றுமண்டலத்தின் 75% கடல் மேற்பரப்பில் பரந்து கிடக்கிறது. வெப்பநிலை மாற்றம், வீழ்படிவாதல், ஈரப்பதன் வேறுபாடு முதலியன உண்டாவதற்குக் காரணமான காற்றுமண்டலம் கடல் நீரோட்டத்தைக் கட்டுப்படுத்துகிறது. இது திருப்பக் காற்று மண்டலத்தில் பலவகை விளைவுகளை உண்டாக்குகிறது. ஆகையால் இது உலக வானிலையைப் பெருமளவில் பாதிக்கும் என்பது விளங்குகிறது. இதனால் காற்றோட்டத்தையும், நீரோட்டத்தையும் பிரித்து வானிலையைத் தீர்மானித்தல் இயலாது என்பதும் தெரிகிறது

நகர்வும் நீரோட்டமும் : கடலின் மேற்பரப்பிலிருந்து குறைந்த ஆழம் வரையுள்ள நீர் சராசரியாக மணிக்கு $2\frac{1}{4}$ மைல் வேகத்தில் மிக மெதுவாகச் செல்கிறது. இதற்கு நகர்வு (drift) எனப் பெயர். மிக ஆழமான பகுதிகளில் நீரின் வேகம் மேற்கூறிய வேகத்தைப் போல் இரண்டு அல்லது மூன்று மடங்காகும். இதனை நீரோட்டம் (currents) எனக் கூறுகிறோம். பொதுவாக, நீரோட்டம் மிகக் குறுகிய வழியாகச் செல்லும் நீர்ப்பகுதிகளில்தான் உண்டாகிறது.

கடல் நீரோட்டம் ஏற்படக் காரணங்கள் : காற்றோட்டம் நீர்ப் பரப்பில் ஏற்படுத்தும் உராய்வின் காரணமாக, மேற்பரப்பை ஒட்டியுள்ள நீர், காற்றோட்டத்தின் திசையில் நகர்கிறது. இவை இரண்டும் இணையாகச் செல்வதை வைத்துத்தான் கடல்நீர் நகர்வுக்குப் பெரிதும் காரணமாக இருப்பது காற்றோட்டம் என்பது தெரியவந்தது. இரண்டாவது காரணம், கடல்நீரின் அடர்த்தி பகுதிக்குப் பகுதி மாறுபடுதலாகும். இவ்வாறு மாறுபடுவதற்குக் காரணம், கடல்நீரின் உப்பும் அதன் வெப்பநிலையுமாகும். காற்றோட்டம், அடர்த்தி அல்லது அழுத்த வேறுபாடு காரணமாக ஏற்படுதல்போல், நீரோட்டமும் நீரின் அடர்த்தியைப் பொறுத்து ஏற்படுகிறது என்று கூறலாம். காற்றோட்டத்தைப்போலவே, நீரோட்டமும் கிடைமட்டமாகவும், செங்குத்தாகவும் ஏற்படுகின்றது. நீர்ப்பரப்பையொட்டி ஏற்படும் நகர்வுக்குக் காற்றோட்டமும் ஒன்றோடொன்று தொடர்பு கொண்டிருந்தாலும் அவைகள் ஓடும் முறை (flow pattern) பெரிதும் மாறுபடுகின்றது.

கடல்நீரின் உப்புத்தன்மையும் வெப்பநிலையும் : கடல் நீரோட்டத்தைப் பற்றிய விவரங்கள் முழுவதும் இன்னும் சரியாகத் தெரியவில்லை. குறிப்பாக வெப்பநிலையும் நீரின் உப்புத்தன்மையும் சரிவர ஆராயப்படவில்லை. பொதுவாக நீரோட்டத்திற்கு உப்புத் தன்மையைவிட வெப்பநிலையே பெரிதும் காரணமாகும். உயர்ந்த குறுக்குக்கோட்டுப் பகுதிகளில் கடல்நீர் மிகக் குளிர்ச்சியாக இருக்கிறது. ஆகையால் இங்கு நீரின் அடர்த்தி வெப்பமண்டலப் பகுதிகளில் உள்ள நீரின் அடர்த்தியைவிட அதிகமாக இருக்கின்றது. இதனால் துருவப் பகுதிக்கும், வெப்பமண்டலத்திற்கும் இடையே நிலையான நீரோட்டம் ஏற்படுகிறது.

வியாபாரக் காற்று வீசும் குறுக்குக்கோட்டுப் பகுதிகளிலும், அதிக அழுத்தம் நிறைந்த துணைவெப்பமண்டலக் குறுக்குக்கோட்டுப் பகுதியிலும், மழை குறைவாகவும் வெப்பமாதல் அதிகமாகவும் இருப்பதால், கடல்பரப்பை ஒட்டிய நீரின் உப்புத்தன்மை அதிகம். ஆகையால் அதன் அடர்த்தியும் அதிகம். இதனால், நீரானது மேற்பரப்பிலிருந்து ஆழமான பகுதிக்கு மூழ்கிவிடுகிறது. மாறாக மேலே குறிப்பிட்ட பகுதிகளுக்கு வடக்கிலும் தெற்கிலும் உள்ள இடங்கள் மழை மிகுந்த பகுதிகளாகும். இப் பகுதிகளில் உள்ள நீர், வீழ்படிதலால் அடிக்கடி புதுப்பிக்கப்படுகிறது. நீரின் அடர்த்தி அதனால் குறைவாக இருக்கிறது. இதன் காரணமாகக் கடல் மேற்பரப்பு நீரானது ஆழத்திற்கு மூழ்குவதில்லை.

கடல் நீரோட்டமும், வானிலையும் : வானிலை, கடல்நீரின் தன்மையையும் வெப்பநிலையையும் பொறுத்திருக்கிறது. மேலும் நீரானது வெப்பத்தை அதிக நேரம் சேர்த்துவைத்துக்கொள்கின்ற தன்மை உடையதாகையால் வானிலையை இது பாதிக்கும் என்பதை அறியலாம். நிலப் பகுதிகளுக்கும், கடற்கரைப் பகுதிகளுக்கும் இடையே உள்ள வானிலை வேறுபாடு, நீரின் இத் தன்மையால் தான் ஏற்படுகின்றது. கடல்காற்று, நிலக்காற்று போன்றவைகள் எவ்வாறு வானிலையை மாற்றுகின்றன என்பதையும் முன்பு பார்த்தோம். வானிலையில் கடல்நீரின் விளைவுகளைப் பின்வருமாறு பொதுவாகக் கூறலாம்.

1. வெப்பமண்டல, துணைவெப்பமண்டல குறுக்குக்கோட்டுப் பகுதிகளின் மேற்குக் கடற்கரைகள்

இங்கு நீர் குளிர்ந்திருக்கும். சராசரி வெப்பநிலை குறைவாக இருக்கும். வருடாந்திர, அன்றாட சராசரி வெப்பநிலையும் குறைவாகவே இருக்கும். மூடுபனி நிறைந்திருக்கும்.

2. உயர்ந்த, நடு, குறுக்குக்கோட்டுப் பகுதிகளின் மேற்குக் கடற்கரைகள்

இங்கு நீர் வெப்பமாக இருக்கும். கோடைகாலம் குளிர்ச்சியாக இருக்கும். குளிர்காலத்தில் குளிர் குறைவாக இருக்கும். வருடாந்திர சராசரி வெப்பநிலை குறைவாக இருக்கும், போதுமான அளவு வீழ்படிவாதல் நடைபெறும்.

3. வெப்பமண்டல, துணைவெப்பமண்டல குறுக்குக்கோட்டுப் பகுதிகளின் கிழக்குக் கடற்கரைகள்

வெப்பநிலை அதிகமாக இருக்கும். மழை நிறையப் பெய்யும்.

4. குறைந்த, நடு குறுக்குக்கோட்டுப் பகுதிகளின் கிழக்குக் கடற்கரைகள்

நீர் வெப்பமாக இருக்கும். குளிர்காலத்தில் குளிர் அதிகமாகவும், கோடைகாலத்தில் வெப்பம் அதிகமாகவும் இருக்கும்.

5. நடு, உயர்ந்த குறுக்குக்கோட்டுப் பகுதிகளின் கிழக்குக் கடற்கரைகள்

நீர் மிகக் குளிர்ந்திருக்கும். ஆகையால் கோடையில் குளிர்ச்சியாக இருக்கும்.

6. காற்றின் ஈரம், ஆவிசுருக்கம், வீழ்படிவாதல்

காற்றுமண்டலத்திலுள்ள நீராவியில்தான் வானிலையின் பெரும் கதையே அடங்கியுள்ளது. நீராவியின் தன்மைகளைப்பற்றி முன்பு பார்த்தோம். இப்பொழுது நீராவி உண்டாகும் விதத்தைப் பற்றியும், வானிலையில் அதன் முக்கியத்துவம் பற்றியும், காற்றிலுள்ள ஈரத்தின் அளவைக் குறிப்பதுபற்றியும் இங்கே காணலாம்.

ஆவிச் சுருக்கம் (condensation of vapour) என்பது ஆவி குளிர்ச்சியடையும்போது திரவமாக மாறுதலாகும். உதாரணமாக, நீராவியானது குளிர்ச்சியடையும்போது, நீராக மாறுகிறது. ஆவியானது திரவமாக மாறாமல் நேராகத் திடப்பொருளாக மாறினால் அதற்குப் பதங்கமாதல் (sublimation) என்று பெயர்.

வீழ்படிவாதல் என்பது மிகவும் சிக்கலானது. இதில் நீராவி சுருக்கமடைவதுடன் நில்லாமல், தொடர்ந்து பல விளைவுகள் ஏற்படுகின்றன. அதாவது நீராவி சுருக்கமடைந்தும் அதிலுள்ள நீர் பல வடிவங்களிலும் படிகிறது. நீராவி குளிர்ந்து சுருங்குவதால் முதலில் நீர் உண்டாகிறது. பின்பு இந்த நீர் மேகமாகவோ, மழையாகவோ, பனியாகவோ, கல்மாரியாகவோ (hail) படிகிறது. இதற்கு வீழ்படிவாதல் என்று பெயர்.

6-1. காற்றின் ஈரம்

ஆவியாதல் (Evaporation): ஒரு பொருள் திரவ நிலையிலிருந்து வாயுவாக மாறுவது ஆவியாதல் எனப்படும். உதாரணம்: நீரானது நீராவியாக (water vapour) மாறுவதாகும். இம்முறையால்தான் காற்றுமண்டலத்தில் நீராவி சேர்கிறது. இதன் வேகம், அளவு முதலியன காற்றோட்டத்தின் வேகத்தையும், அதன் வெப்பநிலையையும் பொறுத்ததாகும். காற்றோட்டத்தின் வேகமும், வெப்பமும் அதிகமாக அதிகமாக ஆவியாதலும் துரிதமாக நடக்கும். நீரின் பரப்பை ஒட்டி மேலே உள்ள காற்று, நீரைவிடக்

குளிர்ச்சியாக இருந்தால், ஆவியாதல் மிக மிக வேகமாக நடைபெறும். இதற்குக் காரணம், காற்றுமண்டலத்தின் ஆவி அழுத்தம் (vapour pressure) குறைந்த வெப்பநிலையில் குறைவாக இருப்பதே ஆகும். மேலும் நீரின் பரப்பை ஒட்டியுள்ள காற்றும் வெப்பமடைவதால் (வெப்பமான நீரின் காரணமாக) அதன் நிலைபாடு (stability) மிகவும் குறைந்துவிடுகிறது. ஆகையால் காற்றில் கொந்தளிப்பு ஏற்பட்டு ஆவியாதல் இன்னும் வேகமாக நடைபெறுகிறது. இதன் காரணமாகத்தான் கடல்நீர், கோடைகாலத்தைவிடக் குளிர் காலத்தில் அதிகமாக ஆவியாகிறது.

பொதுவாக நீர்ப்பரப்பைவிடக் கடற்பரப்பில் அதிக நீர் ஆவியாகிறது. இதற்குக் காரணம் கடற்பரப்பு பரந்த நீர்ப்பரப்பைக் கொண்டுள்ளதேயாகும். ஆனல் 10° வடக்காகவும் 10° தெற்காகவும் உள்ள குறுக்குக்கோட்டுப் பகுதிகளில், நிலப்பகுதியில் கடற்பகுதியைவிட அதிக அளவில் ஆவியாதல் நடைபெறுகிறது. காரணம், இங்கு காலமெல்லாம் மழைபெய்து நிலமெல்லாம் நீரால் மூடப்பட்டிருக்கிறது. அதோடு 10° முதல் 20° வரை வடக்கிலும் தெற்கிலும் உள்ள பகுதிகளில் ஆவியாதல் பெரும அளவை அடைகிறது. இதற்குக் காரணம் இப்பகுதியில் வீசும் காற்றோட்டமேயாகும்.

நீராவி: காற்றுமண்டலத்திலுள்ள மற்ற வாயுக்களைப் போலவே நீராவியும் கண்ணுக்குத் தெரிவதில்லை. நீராவியின் பெரும் பகுதி கடல்நீர் ஆவியாதலால் கிடைக்கிறது. ஒரு சிறு பகுதிதான் ஆறுகள், குளங்கள், ஈரமண், தாவரங்கள் முதலியவைகளிடமிருந்து கிடைக்கின்றது. காற்றின் கனஅளவில் நீராவி 4% தான். இருப்பினும் வானிலையில் இது மிகவும் முக்கியம் வாய்ந்ததாகும். காரணம், நீராவி குளிர்வதால்தான் மழை, பனி முதலியன உருவாகின்றன. ஏதேனும் ஒரு இடத்தில் பெரிய குளம் ஒன்றை வெட்டினல், அதன் அருகிலுள்ள பகுதிகளில் பெய்யும் மழை குறையும் என்பது மிகத் தவறான கருத்தாகும். ஏனெனில் குளங்களிலிருந்தோ, ஆற்றிலிருந்தோ உண்டாகும் நீராவியின் அளவு மிக மிகக் குறைவாகும். ஆவியாதலால் காற்றுமண்டலத்தில் நீராவி சேர்ந்துகொண்டே இருக்கிறது. அதே சமயம் ஆவிச் சுருக்கத்திலும் வீழ்படிவாதலிலும் நீராவி செலவாகிக்கொண்டே இருக்கிறது. இவையிரண்டும் ஓரளவு சமமாக நடைபெறுவதால், நீராவியின் அளவு காற்றுமண்டலத்தில் எப்பொழுதும் மாறாமல் இருக்கிறது.

உள்ளுறை வெப்பம் (Latent heat): திடப்பொருளை திரவமாக்கவோ, திரவத்தை வாயுவாக்கவோ, வெப்பம் தேவைப்படுகிறது.

உதாரணமாக கொதிநிலை 100°C ஆக உள்ள 1 கிராம் நீரை அதே வெப்பநிலையில் நீராவியாக (steam) மாற்றச் சுமார் 540 கலோரி வெப்பம் தேவைப்படுகின்றது. இதற்கு நீராவியின் உள்ளுறை வெப்பம் என்று பெயர். இது 100°C நீராகச் சுருங்கும்பொழுது அதே அளவு வெப்பத்தை வெளிவிடுகிறது. அதே போல், 0°C உறைநிலையாக உள்ள ஒரு கிராம் பனிக்கட்டியை அதே வெப்ப நிலையில் நீராக மாற்றுவதற்குச் சுமார் 80 கலோரி வெப்பம் தேவைப்படுகிறது. இதற்குப் பனிக்கட்டியின் உள்ளுறை வெப்பம் எனப் பெயர். அதே போல் 0°C-ல் உள்ள ஒரு கிராம் நீர் உறையும் பொழுது அதே அளவு வெப்பத்தை வெளிவிடுகிறது. இதிலிருந்து, ஆவியாதலின்போது வெப்பம் பொருளால் எடுத்துக் கொள்ளப் படுகிறது என்றும் ஆவிச் சுருக்கம் ஏற்படும்பொழுது அதே அளவு வெப்பம் வெளிவிடப்படுகிறது என்றும் அறிகிறோம். இதனைப் பின் வருமாறு குறிக்கலாம்:

ஆவியாதல்—வெப்பம் எடுத்துக்கொள்ளுதல்

→

திடப்பொருள் (பனிக்கட்டி)	திரவப்பொருள் (நீர்)	வாயுப்பொருள் (நீராவி)

←

ஆவிச் சுருக்கம் — வெப்பம் வெளியிடுதல்

நீர் எல்லா வெப்பநிலைகளிலும் ஆவியாகிறது. ஆவியாதலின் போது, தேவைப்படும் வெப்பத்தை அது நீரிலிருந்து எடுத்துக் கொள்வதால், நீர் குளிர்ச்சியடைகிறது. ஆவியிலுள்ள வெப்பம், நிலை ஆற்றலாக அதில் அடங்கியிருக்கிறது. இதற்கு நீராவியின் உள்ளுறை வெப்பம் அல்லது ஆற்றல் எனப் பெயர் (latent heat or latent energy).

6-2. காற்றின் ஈரப்பதன் (Atmospheric humidity)

காற்று நீராவியை ஏற்கும் திறன், அதன் வெப்பநிலையைப் பொறுத்தது. வெப்பநிலை அதிகமாக அதிகமாக இத்திறனும் அதிகமாகிறது என்பதனை அட்டவணை 6-1-லிருந்து, அறியலாம். உதாரணமாக, ஒரு கனக் காற்றின் வெப்பநிலையை 30°F-லிருந்து 40°F வரை, 10° உயர்த்தினால் ஈரமேற்புத்திறன் (water vapour capacity) 1 கிரெயின்தான் (1 கிரெயின் = 0 002 அவுன்ஸ்) அதிக மாகின்றது. ஆனல் 90°Fலிருந்து 100°F வரை, அதே 10° உயர்த் தினால் ஈரமேற்புத் திறன் 5 கிரெய்ன்களாக அதிகமாகிறது. ஆகை யால் மிக வெப்பமான கோடைக் காற்று குளிர்ந்த காற்றைவிட

அதிக ஈரத்தைக் கொண்டிருக்கும். அப்பொழுது வீழ்படிவாதலும், அதிகமாக நடைபெறும். ஒரு குறிப்பிட்ட நிறையுள்ள காற்று, ஒரு குறிப்பிட்ட வெப்பநிலையில், எவ்வளவு ஈரத்தைத் தன்னகத்தே வைத்துக்கொள்ள முடியுமோ அந்த அளவு ஈரம் அதில் இருந்தால், அப்பொழுது அந்தக் காற்று, அந்த வெப்பநிலையில் தெவிட்டிய நிலையை அடைந்துவிட்டதாகக் கூறுகிறோம். நீராவியின் அளவைப் பொறுத்துக் காற்றின் நிலைமையைப் (condition) பற்றிக் கூறுவது தான் காற்றின் ஈரப்பதன் எனப்படும்.) ஆகையால் ஈரமற்ற உலர்ந்த காற்றின் ஈரப்பதன் சுழியாகும். தெவிட்டு நிலை அடைந்த காற்றின் ஈரப்பதன் 100% ஆகும்.

அட்டவணை 6-1

ஒரு கன அடிக்காற்றின் பெரும நீராவி ஏற்புத்திறன் பல்வேறு வெப்ப நிலைகளில் கொடுக்கப்பட்டுள்ளன

வெப்பநிலை	நீராவி கிரெயின் (Grain)	10°F இடைவெளியில் வித்தியாசம்
30	1·9	—
40	2·9	1
50	4·1	1·2
60	5·7	1·6
70	8·0	2·3
80	10·9	2·9
90	14·7	3·8
100	19·7	5·0

ஈரத்தைக் குறிப்பிடும் முறைகள்: காற்றின் ஈரத்தைப் பல வகைகளில் குறிப்பிடலாம். இதற்கு நீராவியின் அழுத்தம் பற்றிய அளவு தேவை. இது காற்றுமண்டலத்திலுள்ள நீராவியின் அழுத்தும் சக்தியைக் குறிக்கிறது. இதுவும் காற்றின் அழுத்தத்தைப் போல மில்லிபாரில் அளக்கப்படுகிறது.

1. ஒப்பு ஈரப்பதன்: இதை விகிதத்திலோ அல்லது சதவீதத்திலோ கூறலாம். குறிப்பிட்ட வெப்பநிலையிலும், அழுத்தத்திலும் காற்றில் உள்ள நீராவியின் அழுத்தத்திற்கும் தெவிட்டிய நிலையில் அதில் உள்ள நீராவியின் அழுத்தத்திற்கும் உள்ள விகிதம் ஒப்பு ஈரப்பதன் எனப்படும். அதாவது,

$f \rightarrow$ ஈரப்பதன், $p \rightarrow$ காற்றின் தெவிட்டாத நிலையில் நீராவியின் அழுத்தம்.

$ps \rightarrow$ தெவிட்டாத நிலையில் நீராவியின் அழுத்தம் என்றால்,

$$f = \frac{P}{Ps} \qquad \text{......} \qquad (6 \cdot 1)$$

இதை சதவீதத்தில் கூறினால்,

$$f = \frac{P}{Ps} \times 100\% \text{ ஆகும்} \qquad \text{......} \qquad (6 \cdot 2)$$

$f = 100\%$ என்றால் $P = Ps$; அதாவது காற்று தெவிட்டிய நிலையை அடைந்துவிட்டது என்பது பொருள்.

ஒப்பு ஈரப்பதனை வேறு ஒரு விதமாகவும் வரையறுக்கலாம். ஒரு குறிப்பிட்ட கனஅளவுள்ள காற்று, ஒரு குறிப்பிட்ட வெப்ப நிலையிலும் அழுத்தத்திலும் எவ்வளவு நிறையுள்ள நீராவியைக் கொண்டுள்ளதோ அதற்கும் தெவிட்டிய நிலையில் அது கொண்டிருக்கும் நீராவியின் நிறைக்கும் உள்ள விகிதம் ஈரப்பதனாகும். அதாவது,

$m \rightarrow$ ஒரு குறிப்பிட்ட வெப்பநிலையிலும், அழுத்தத்திலும் தெவிட்டாத காற்றிலுள்ள நீராவியின் நிறை எனவும்,

$ms \rightarrow$ தெவிட்டிய நிலையில் காற்றிலுள்ள நீராவியின் நிறை, எனவும் கொண்டால்,

$$f = \frac{m}{ms} \times 100\% \text{ ஆகும்} \qquad \text{......} \qquad (6 \cdot 3)$$

உதாரணமாக 70° F-ல் 1 கனஅடி காற்று தெவிட்டிய நிலையில் 8 கிரெயின் நீராவியைத்தான் கொண்டிருக்கமுடியும். (அட்டவணை 6-1.) ஆனால் அதே வெப்பநிலையில் தெவிட்டாத காற்று 6 கிரெயின் நீராவியைத்தான் கொண்டிருக்கிறது என வைத்துக் கொண்டால் ஒப்பு ஈரப்பதன் = $(7/8 \times 100 = 75\%)$ ஆகும்.

ஒப்பு ஈரப்பதன், வெப்பநிலையையும், நீராவியின் நிறையையும் பொறுத்ததாகும். அட்டவணை 6-2-லிருந்து இதனை அறியலாம்.

உதாரணமாகக் காற்று 40° F-ல் தெவிட்டிய நிலையை அடைந்து விடுகிறது. நீராவியின் நிறையை நிலையாக வைத்துக்கொண்டு, வெப்பநிலையை அதிகமாக்கினல், ஒப்பு ஈரப்பதன் குறைகிறது.

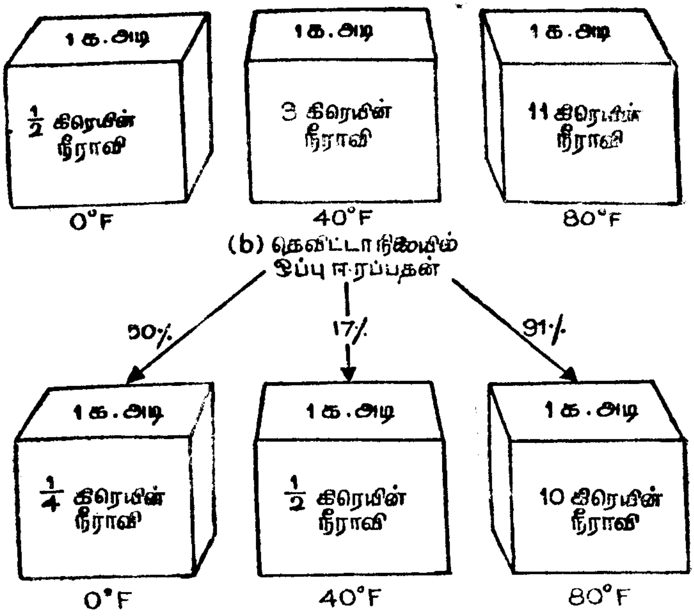
அட்டவணை 6-2

ஒப்பு ஈரப்பதன், வெப்பநிலை, நீராவியின் நிறை இவைகளின் தொடர்பு

வெப்பநிலை	1 கன அடி நீராவியின் நிறை (கிரெயினில்)	ஒப்பு ஈரப்பதன் % தெவிட்டிய நிலை
40	2·9	100
50	2·9	71
60	2·9	51
70	2·9	36
80	2·9	27
90	2·9	19

ஆவியாதல் பற்றிய பல செய்திகளையும் ஒப்பு ஈரப்பதன் தருவதால், இது வெப்பதட்ப நிலையை அறியப் பெரிதும் பயன்படுகின்றது. ஈரப்பதனுடைய பலவிதத் தொடர்புகள் படம் 6-1-ல் விளக்கப்பட்டுள்ளன. தெவிட்டிய நிலையில், ஒரு கனஅடி காற்றிலுள்ள நீராவியின் நிறை மூன்று வெப்ப நிலைகளில், (0°F, 40°F, 80°F) கொடுக்கப்பட்டுள்ளது. 0°F-ல் ½ கிரெயின் நீராவியும், 40° F-ல் 3 கிரெயின் நீராவியும், 80°F-ல் 11 கிரெயின் நீராவியும் உள்ளன. இவை அனைத்திலும் ஒப்பு ஈரப்பதன் 100% ஆகும். (படம் 6-1*a*). இக்காற்று குளிர்ச்சியடைந்தால், அதிலடங்கிய நீராவி, நீராகவோ அல்லது பனித்துகள்களாகவோ மாறுகின்றது. காற்று தெவிட்டிய நிலையில் இல்லாதபோது (படம் 6-1*b*) அதே ஒரு கன அடி அளவு காற்று, 0°F-ல் ¼ கிரெயின் நீராவியையும், 40°F-ல் ½ கிரெயின் நீராவியையும், 80°F-ல் 10 கிரெயின் நீராவியையும் அதனுள் அடக்கியுள்ளது. ஆகையால், 0°F-ல் ஒப்பு ஈரப்பதன் 50% ($f = \frac{1}{4}/\frac{1}{2} = \frac{1}{4} \times \frac{2}{1} \times 100 = 50\%$), 40°F-ல் 17%

($f = 3\frac{1}{2} \times 100$). 80°F-ல் 91% ($f = \frac{10}{11} \times 100$) ஆகும். மேலும் தெவிட்டிய நிலையில் 0°F.ல் ஒருகனஅடிக் காற்றின் நீராவியின்



1 கிரெயின் = 0·002 அவுன்ஸ்

(படம் 6-1)

ஒப்பு ஈரப்பதன்
(a) தெவிட்டிய நிலையில்
(ஒப்பு ஈரப்பதன் 100%)

அளவும், தெவிட்டாத நிலையின்போது 0°F-ல் 1 கனஅடிக் காற்றின் நீராவியின் அளவும் சமம் என்பதைப் படத்தில் காணலாம். வெப்பநிலை அதிகமாகும்பொழுது ஒப்பு ஈரப்பதன் ஏன் குறைகிறது என்பதனை இது விளக்குகிறது. (அட்டவணை 6-2).

2. தனி ஈரப்பதன் (Absolute humidity): இது ஈரப்பதனைக் குறிப்பிடும் மற்றொரு விதமாகும். ஒரு கனஅலகுக் காற்றிலுள்ள நீராவியின் நிறை தனி ஈரப்பதன் எனப்படும். இதை கிராம்/கன மீட்டர் அல்லது கிரெயின் / கனஅடியில் குறிக்கலாம். இதில் காற்றின் கனஅளவு (volume) வருவதால், வெப்பநிலை, அழுத்தம் முதலியன மாறும்போது, கனஅளவும் மாறுபடும். இதனால் தனி

ஈரப்பதனும் மாறுபடும். ஆகையால் இதை வானிலையில் பெரிதும் பயன்படுத்துவதில்லை.

3. நிறையலகு ஈரப்பதன் (Specific humidity): ஒரு அலகு நிறை காற்றிலுள்ள நீராவியின் நிறை நிறையலகு ஈரப்பதன் எனப்படும். இதை கிராம் / கி.கிராம் எனக் குறிக்கலாம். காற்றிலுள்ள நீராவியின் அளவு, ஆவியாதலால், அதிகமாகாமலும் ஆவிச்சுருக்கத்தால் குறையாமலும் இருப்பின் வெப்பநிலை அழுத்தம் முதலியன மாறினாலும் நிறையலகு ஈரப்பதன் மாறாமல் நிலையாக இருக்கும். ஆகையால் இது வானிலையில் பெரிதும் பயன்படுத்தப்படுகிறது.

4. பனிநிலை (Dew point): வானிலையில் மிக அதிகமாக உபயோகப்படுவது பனிநிலையே. கொடுக்கப்பட்ட தெவிட்டாத நிலையிலுள்ள காற்றின் வெப்பநிலையைக் குறைத்துக்கொண்டே வந்தால், ஒரு குறிப்பிட்ட வெப்பநிலையில் பனித்துளிகள் தோன்றும். இந்த வெப்பநிலையைப் பனிநிலை என்கிறோம். இந்த வெப்பநிலை, 100% ஒப்பு ஈரப்பதனைச் சார்ந்ததாகும். இம்முறையில் வெப்பநிலை குறைகிறது. ஆனால் நீராவியின் அளவு மாறுவதில்லை. இந்நிலையில், காற்று தெவிட்டிய நிலையை அடைந்து விட்டது என்பது பொருள். இதற்கு மேலும் காற்றின் வெப்பநிலையைக் குறைத்தால் அந்த வெப்பநிலையில் எவ்வளவு நீராவி அதனுள் அடங்குமோ அது போக மீதியுள்ள நீராவி நீர்த்துளிகளாக மாறும்; காற்று தெவிட்டாத நிலையில் இருக்கும் வரை, வெப்பநிலை மாறினாலும், பனிநிலை மாறுவதில்லை. அழுத்தம் பெரிதளவு மாறுபட்டாலும் பனிநிலை சிறிதளவே காணப்படும். அதனால்தான் இது வானிலையியலில் பெரிதும் உதவுகிறது. இதற்கும், ஒப்பு ஈரப்பதனுக்கும் உள்ள தொடர்பைப் பின்வருமாறு குறிக்கலாம்.

$$\text{ஒப்பு ஈரப்பதன்} = \frac{\text{பனிநிலையில் தெவிட்டிய ஆவியின் அழுத்தம்}}{\text{அறையில் நிலவும் வெப்பநிலையில் தெவிட்டிய ஆவியின் அழுத்தம்}} \quad \cdots\cdots (6\text{-}4)$$

6-3 ஆவிச் சுருக்கம்

காற்றுமண்டலத்திலுள்ள நீராவியை, நீராகவோ அல்லது பனிக்கட்டியாகவோ மாற்றுவதற்கு ஒரே ஒரு வழி, காற்றின் வெப்பநிலையைப் பனிநிலைக்கோ அல்லது அதற்கும் குறைவான வெப்பநிலைக்கோ, குறைப்பதாகும். காற்று குளிர்ச்சியடையும்

பொழுது, அதன் நீராவி ஒப்புத் திறன் குறைகிறது. ஆகையால் ஆவிச் சுருக்கம் அடைகிறது. பனிநிலைக்கும் ஒப்பு ஈரப்பதனுக்கும் தொடர்பு இருக்கிறது என்று பார்த்தோம். (சமன்பாடு 6-4). ஒப்பு ஈரப்பதன் அதிகமெனில், காற்றின் வெப்பநிலை தெவிட்டிய நிலைக்கு, அருகில் இருக்கிறது என்பது பொருள். ஆகையால் இதைச் சிறிதளவு குளிரச் செய்தால் ஆவிச் சுருக்கம் ஏற்படும். ஒப்பு ஈரப்பதன் குறைவெனில் (வெப்பமான பாலைவனப் பகுதியில் இருப்பது போல்) காற்றின் வெப்பநிலையைப் பெரிதும் குறைத்தால் தான் ஆவிச் சுருக்கம் ஏற்படும். ஆகையால் ஆவிச் சுருக்கம் ஒப்பு ஈரப்பதனைப் பொருத்தும், குளிரச் செய்யும் காற்றின் அளவைப் பொருத்தும் உள்ளது. காற்றை 32°Fக்குக் கீழ் குளிரச் செய்தும் பனிநிலையை அடையவில்லையென்றால் நீராவியானது சிறிது பனிக் கட்டிகளாகத் (சில வகை மேகங்கள் பனி முதலியன) தோன்றும். ஆவிச் சுருக்கம் உறைநிலை (freezing point)க்கு மேல் ஏற்பட்டால் நீராவியானது திரவ வடிவில் (பனித்துளி, சில வகை மேகங்கள் கொண்டு) தோன்றும்.

ஆவிச் சுருக்க முறைகள்: ஆவிச் சுருக்கம் அடையக் காற்றைக் குளிரச்செய்தல்வேண்டும். காற்று, பல வகைகளில் குளிர்ச்சி அடைகிறது. வெப்பமான பகுதியிலிருந்து குளிர்ச்சியான பகுதிக்கு, வெப்பக்கடத்தல், கதிர்வீசல் போன்ற முறைகளால் வெப்பம் செலுத்தப்பட்டுக் காற்று குளிர்ச்சியடைகிறது. வெவ்வேறு வெப்பநிலைகளையும், ஒப்பு ஈரப்பதன்களையும்கொண்ட இரண்டு காற்றுப் பகுதிகள் ஒன்றொடொன்று கலப்பதால், காற்று குளிர்ச்சியடைகிறது. இக் குளிர்ச்சியால் ஏற்படும் பனித்துளி, மூடுபனி முதலியன பூமியை ஒட்டியுள்ள பகுதிகளில்தான் மிகக் குறைவாக உள்ளன. ஆனால் மேகங்கள் உண்டாதல், கனமழை பெய்தல் போன்றவை இக் குளிர்ச்சியால் ஏற்படுவதில்லை. இவை உண்டாகக் காற்றின் பெரும்பகுதி குளிர்ந்து சுருக்கமடைதல்வேண்டும்.

காற்றுமண்டலத்தில் மிதக்கும் மிக நுண்ணிய (microscopic) துகள்களைச் சுற்றித்தான் ஆவிச்சுருக்கமோ, அல்லது பதங்கமாதலோ உண்டாகும். இத்தகைய துகள்களுக்கு நீரைக் கவரும் துகள்கள் (hygroscopic particles) என்று பெயர். உதாரணமாகக் கடல் நீராவியில் அடங்கியுள்ள உப்புத் துகள் ஒரு சிறந்த நீர் கவரும் துகளாகும். இத்துகள்கள் காற்றோட்டங்களால் பல பகுதிகளுக்கும் பரவுகின்றன. கந்தகம் (sulphur) அடங்கிய நிலக்கரி, எண்ணெய் முதலியன எரிவதால் உண்டாகும் புகையும் ஒரு சிறந்த நீர் கவரும் பொருளாகும். ஆனால் உலகம் முழுவதிலும் ஆவிச் சுருக்கத்திற்குப் பெரிதும் துணைபுரிவது கடல்நீரின் ஆவியிலுள்ள

உப்புத்துகள்களே ஆகும். இத்துகள்களின் விட்டம், 0·01 முதல் 50 மைக்ரான்கள் வரை இருக்கும். (1 மைக்ரான் = 10^{-4} செ.மீ). இதன் எண்ணிக்கை ஒரு கன செ.மீட்டரில் சுமார் நூறு முதல் பல லட்சம் வரை மாறி இருக்கும். நீர் கவரும் துகள்கள் பெரும்பாலும் கடலுக்கருகிலுள்ள இடங்களிலும், பெரிய நகர்புறங்களிலும் மிக அதிகமாகக் காணப்படுகின்றன. ஆகையால் இப்பகுதிகளில் இத்துகள்களைக் கருவாகக்கொண்டு மிகச்சிறிய நீர்த் துளிகள் மிக அதிக அளவில் உருவாகின்றன. இதற்கு மூடுபனி (fog) என்று பெயர். இது காற்றுமண்டலத்தில மறையாமல் நீண்ட நேரம் மிதந்துகொண்டிருக்கும். ஆனால் உலர்ந்த காற்று, அந்தப் பகுதியில் வீசினால், மூடுபனி இடம் பெயரும். இதனால் அது ஓரளவு அளவு குறையுமே தவிர முற்றிலும் மறைதல் என்பது அரிது.

ஆவிச் சுருக்கம் என்பது தடையின்றி நிற்காமல் தொடர்ந்து நடைபெறுவதொன்றாகும். ஏனெனில் நீர் கவரும் துகள்கள், ஒப்பு ஈரப்பதன் குறைவாக இருக்கும்பொழுதே, அதாவது ஈரப்பதன் தெவிட்டியநிலை அடையும் முன்பே, நீர்த்துளிகளைக் கவருகின்றன. அப்பொழுது ஒப்பு ஈரப்பதன் சுமார் 80 சதவீதமாகும். பின்பு அதன் அளவு 96 சதவீதம் வரை மெதுவாக உயர்ந்து, கடைசியில் 100 சதவீதத்தை மிக வேகமாக அடைகிறது. இயற்கையில் ஒப்பு ஈரப்பதன் இரண்டு வகைகளில், அதிகமாகிறது. ஒரு குறிப்பிட்ட இடத்தில், குறைந்த நேரத்தில் வெப்பநிலை குறைதலால் ஒப்பு ஈரப்பதன் அதிகமாகும். இது முதல் முறையாகும். ஒரு பொதுவான பெரும்பகுதியில். நீண்ட நேரமாக, நீராவி காற்றில் கலந்தால் ஒப்பு ஈரப்பதன் அதிகமாகும். இது இரண்டாவது முறையாகும்.

இரவில் நிலப்பகுதி வேகமாகக் குளிர்வதால் அதனை ஒட்டியுள்ள காற்றின் ஈரப்பதன் அதிகமாகிறது. இது முதல் முறைக்கு உதாரணமாகும். சூரியன் மறையும்பொழுது வானம் தெளிவாகத் (visibility) தோன்றும். அதன்பின், நிலப்பரப்புக் குளிர்ச்சி அடையத் தொடங்குவதால், நீர் கவரும் துகள்களைச் சுற்றி நீர்த் துளிகள் உண்டாகின்றன. அப்பொழுது வானம் மங்கலாகத் (haze) தோன்றத் தொடங்கும். இந்நிலையில் ஒப்பு ஈரப்பதன் 80—85% ஆகும். வெப்பநிலை மெதுவாகக் குறையக் குறைய மங்கலான தோற்றமும் அதிகமாகிறது. கடைசியில் வெப்பநிலை வேகமாகக் குறையும்பொழுது, மூடுபனி உண்டாகிறது. இப்பொழுது ஒப்பு ஈரப்பதன் 100% ஆகும். மங்கலான தோற்றநிலையின் ஆரம்பத்தில், நீர் கவரும் துகள்கள் மேல் உண்டாகும் நீர்த்துளிகளின்

பெரும அளவு (size) சுமார் 0·1 மைக்ரான் ஆகும். ஆனால் இவை அனைத்தும் அளவில் மேலும் வளர்ச்சியடைவதில்லை. இவை களில் பெரிய நீர்த்துளிகள் தான் மேலும் மேலும் வளர்கின்றன. ஏனெனில் முதலில் கொஞ்சம் வளர ஆரம்பித்துவிட்டால் பின்பு மேலும் மேலும் வளர்வது எளிது. இதனால் சிறிய நீர்த் துளிகள் வளர வாய்ப்புக் கிடைப்பதில்லை. ஆகையால் குறைந்த அளவு நீர் கவரும் துகள்களே வளர்ந்து மூடுபனி உண்டாகத் துணை செய்கின்றன.

கடல்நீர் தொடர்ந்து ஆவியாகிறது. நிலப்பகுதியிலிருந்து உலர்ந்த காற்று (நீராவியற்ற காற்று) கடற்பரப்பில் வீசும் பொழுது இக்காற்றில் நீராவி கலக்கிறது. இதனால், காற்றின் வெப்பநிலை மாறுவிட்டாலும் நீராவி மேலும் மேலும் சேர்வதால், ஒப்பு ஈரப்பதன் அதிகமாகிறது. இதனை, இரண்டாவது முறைக்கு உதாரணமாகக் கூறலாம். சில நாட்களில், காற்று தேவையான அளவு நீராவியை அடைந்தவுடன், மூடுபனி உண்டாகிறது. இதனால் அங்கு மங்கலான காற்றுமண்டலம் தோன்றுகிறது.

பல சமயங்களில், குளிர்ச்சியடைதல் மிக வேகமாக நடைபெறுகிறது. உதாரணமாக, சில வகை மேகங்கள் உருவாகும்பொழுது அவை, நிமிடத்திற்கு 2,000 அடி செங்குத்து வேகத்தை உண்டாக்குகின்றன. இது ஒரு நிமிடத்தில் 5° முதல் 10°F வரை குளிர்ச்சியை உண்டாக்குகிறது. இதுமாதிரி நடைபெறும்பொழுது மிகச் சிறிய நீர் கவரும் துகள்களும் ஆவிச் சுருக்கத்தில் பங்குகொள்வதால் ஒரு க.செ.மீ. பருமனில் சுமார் 10,000 நீர்த்துளிகள் உருவாகின்றன.

சாதாரணத் தூசுகள் (dust particles) ஒப்பு ஈரப்பதன் 100% இருக்கும்போதுதான் ஆவிச்சுருக்கத்திற்குப் பயன்படுகின்றன. ஆனால் 100% ஈரப்பதன் அடையும் முன்பே ஆவிச்சுருக்கத்தற்கு உப்புத்துகள்கள் புகை முதலியன பெரிதும் உதவுகின்றன. இதனால் தூசுகளின்மேல் நீர்த்துளிகள் உருவாக வாய்ப்பு இல்லை. இந்த உண்மையை சமீபத்தில்தான் வானிலை அறிஞர்கள் உணர்ந்தார்கள். இதற்கு முன்பு தூசுகள் ஆவிச்சுருக்கத்திற்குப் பெரிதும் பயன்படுவதாக நம்பப்பட்டது.

ஒப்பு ஈரப்பதன் 100% ஆனவுடன் நீர்த்துளிகள் மிக வேகமாக வளர்கின்றன. இதில் தொடக்கநிலையில் உண்டாவது மூடுபனி; முடிவில் உருவாவது மேகங்கள் (நீர்மேகம்). மூடுபனிக்கும் மேகங்களுக்கும் வேறுபாட்டை உண்டாக்குவது நீர்த்துளிகளின் பருமன்

தான் (size). நீர்த்துளிகளின் பருமனைத் தீர்மானிப்பது ஒப்பு ஈரப்பதனாகும். சிறிய நீர்த்துளிகளால் உண்டாவது மூடுபனியாகும். பெரிய நீர்த்துளிகளால் உண்டாவது மேகங்களாகும். மேகங்கள் காணப்படும் சிறிய நீர்த்துளிகளின் ஆரம் சுமார் ஒரு மைக்ரானாகவும், ஒப்பு ஈரப்பதன் 100% ஆகவும் இருந்தால்தான் மேற்கூறிய அளவுக்குத் துகள்கள் வளரும். தெவிட்டியநிலை அடைந்த பின் உண்டாகும் மேகங்களின் தன்மை குளிர்ச்சியடையும் வீதத்தைப் பொறுத்ததாகும். வேகமாகக் குளிர்ச்சி அடைந்தால் பலவகைப்பட்ட நீர்த்துளிகளும் நிறைந்த அளவு உண்டாகின்றன. ஆனால் மிக மெதுவாகக் குளிர்ச்சி அடைந்தால் ஒரே சீரான அளவுடைய நீர்த்துளிகள் குறைந்த அளவில் உண்டாகின்றன.

ஆவிச்சுருக்கம் தொடர்ந்து உண்டாகும்பொழுது நீர்த்துளிகளும் மேலும் மேலும் வளர்கின்றன. வளர்ந்து இறுதியில் சுமார் 50 - 200 மைக்ரான் விட்டத்தை அடைகின்றன. (254 மைக்ரான் = 0 01 அங்குலம்). மேக நீர்த்துளிகளும் சிறு மழைத்தூறலும் (drizzle) இந்த அளவு விட்டங்களை உடையன. இதைவிடப் பெரிய மழைத்துளிகள் ஆவிச்சுருக்கத்தினால் உண்டாவதில்லை. ஆனால் வீழ்படிவாதல் முறையில் உண்டாகின்றன. ஆகையால் பலவகைப்பட்ட மூடுபனிகளும், சிலவகை மேகங்களும் பூமியை ஒட்டிச் சிறிதளவு உயரத்தில் ஆவிச்சுருக்கத்தினால் உண்டாகின்றன என்பதை அறிகிறோம்.

6-4 பதங்கமாதல்

ஆவிச்சுருக்கமடைய நுண்துகள்கள் எவ்வளவு அவசியமோ அதேபோல, பதங்கமாதலுக்கும் நுண்துகள்கள் அவசியமாகும். ஒப்பு ஈரப்பதன் 100% அடையும்முன்பே ஆவிச்சுருக்கம் தொடங்கிவிடும். ஆனால், பதங்கமாதல் தொடங்குவதற்குக் குறைந்த அளவு 100% ஒப்பு ஈரப்பதன் தேவை. அதாவது, தெவிட்டிய நிலையில் தான் பதங்கமாதல் தொடங்கும். ஆவிச்சுருக்கத்திற்கும், பதங்கமாதலுக்கும் இதுவே முக்கியமான வேறுபாடாகும். மேலும், இந்த வேறுபாடு, எத்தகைய நுண்துகள்கள்மீது பதங்கமாதல் நடைபெறுகிறது என்பதைப் பொறுத்ததாகும். இத்தகைய துகள்களுக்குப் பனிபடிகம் (ice crystal) தாதுப் (mineral) படிகம் முதலியவற்றை உதாரணமாகக் கூறலாம்.

ஆவியானது, திரவமாக மாறாமல் நேரிடையாகத் திடப்பொருளாக மாறுவது பதங்கமாதல் ஆகும். ஆனால் இதில் மூடுபனி உண்டாகும் தொடக்கநிலையில் உள்ள மங்கலான கட்டம் (haze phase) தோன்றுவதில்லை என்று கருதப்பட்டது. ஆயினும் பனிக்

கட்டி மேகங்கள் (ice cloud) நிறைந்த பகுதியை ஆய்ந்தபொழுது பின்வரும் உண்மைகள் தெளிவாயின. ஒப்பு ஈரப்பதன் 100% இருக்கும்பொழுது பனிப் படிகங்கள் நுண்துகள்களில் தோன்ற ஆரம்பிக்கின்றன. ஆனால் நுண்துகள்கள் அதிகமாக வளர்வதில்லை. மீத் தெவிட்டுநிலையில்தான் (super saturation) அவைகள் மேலும் வளர்கின்றன. பதங்கமாதலுக்கு உதவும் நுண்துகள்கள் மிகையாக இருப்பின் மேற்குறிப்பிட்ட மங்கலான கட்டமும் தோன்றும். அப்பொழுது ஒப்பு ஈரப்புத்திறன் 100% முதல் 105% வரை இருக்கும்.

ஒப்பு ஈரப்பதன் தெவிட்டிய நிலையில் உள்ள அளவைவிட அதிகமானால் பனிப்படிகங்கள் தோன்ற ஆரம்பிக்கின்றன. அப்பொழுது பனிக்கட்டி மேகம் உண்டாகிறது. இதுதான் தலைமேகம் (main cloud) ஆகும். ஆனால் பதங்கமாதலுக்குரிய நுண்துகள்கள், ஆவிச் சுருக்கத்திற்குரிய நுண்துகள்களைவிடக் குறைவாக இருக்கின்றன. இந்நிலையில் குறைந்த அளவுள்ள பனிப்படிகங்கள், நிறைந்த அளவுள்ள ஆவிசுருக்க நீர்த்துளிகளைவிட மிக வேகமாக உருவத்தில் வளரும். ஆகையால் இவ்வாறு வளர்ந்த அதன் பனிப்படிகங்கள் தலைமேகத்திலிருந்து பிரிந்து மிக வேகமாக விழுகிறது. இது, இயற்கையில், பலமுறை நிகழ்கின்றது. பனிக்கட்டி மேகங்களின் அடர்த்தி, நீர்மேகங்களின் அடர்த்தியைவிடக் குறைவாகும். பொதுவாக பதங்கமாதலினால் பனிக்கட்டி மேகங்கள் உண்டாகின்றன என்பதை அறிகிறோம்.

6·5 வீழ்படிவாதலும் வெப்பநிலையும்

வீழ்படிவாதலுக்கு மிகக் குறைந்த வெப்பநிலை தேவைப்படுகிறது. இது காற்றுமண்டலத்தில் பல வழிகளில் உண்டாகின்றது. மிகவும் முக்கியமான முறை, மாறா வெப்பமுறை விரிவாகும் (adiabatic expansion). இதன் விளக்கம் 3-11 பகுதியில் தரப்பட்டுள்ளது. (3·3 என்ற சமன்பாட்டைப் பார்க்கவும்). தாற்று மாறா வெப்பமுறையால் விரிவடையும்பொழுது (adiabatic expansion) குளிர்ச்சியடைகிறது. இதனால் காற்றின் பெரும்பகுதி பனிநிலைக்குக் குறைவான வெப்பநிலையை அடைகிறது. அப்பொழுது ஆவிச் சுருக்கம் ஏற்படுகிறது. இது பெரும் அளவில் உண்டாகும்பொழுது வீழ்படிவாதல் தொடங்குகிறது. அப்பொழுது மேகங்கள் உருவாகின்றன. இவைகள், பூமியிலிருந்து மிக உயர்ந்த பகுதிகளில் உண்டாகின்றன. எனவே மிக உயர்ந்த பகுதிகளில் தோன்றும் மேகங்கள் வீழ்படிவாதல் முறையால் உண்டாகின்றன என்றும், வீழ்படிவாதல் பெரும்பாலும் மாறா வெப்பமுறை விரிவினால் ஏற்படும் குளிர்ச்சியால் உண்டாகின்றன என்றும் அறிகிறோம்.

6-6 காற்றின் நிலைப்பாடும் வீழ்படிவடைதலும்

காற்றுமண்டலத்தின் நிலைப்பாட்டைப் பொறுத்துத்தான் வீழ்படிவாதல் ஏற்படுகிறது. காற்று உறுதிச் சமநிலையில் (stable equilibrium) இருந்தால் வீழ்படிவாதல் நடைபெறாது. இது உறுதியில்லாச் சமநிலையில் (unstable equilibrium) இருந்தால் வீழ்படிவாதல் எளிதாக நடைபெறும். காற்று செங்குத்தாகச் செல்வது தடைப்பட்டாலும் அல்லது செங்குத்து இயக்கம் திணிக்கப்பட்டு அது பழைய நிலைக்கே திரும்ப வந்தாலும் காற்று உறுதிச் சமநிலையில் இருப்பதாகப் பொருள். அதாவது ஒரு குறிப்பிட்ட அளவுக் காற்றை மேலே தள்ளினால், அது திரும்பப் பழையநிலைக்கே வந்து விட்டால், காற்று உறுதிச் சமநிலையில் இருக்கும். இது ஒரு புனல் வாய்ப்புறமாக நிற்கும்போது, சிறிதளவு விசையைச் செலுத்தினால் அது இடம்பெயர்ந்து திரும்பப் பழையநிலைக்கே வந்துவிடுவதை ஒக்கும். காற்றில் செங்குத்து இயக்கம் ஏற்படலாம்.

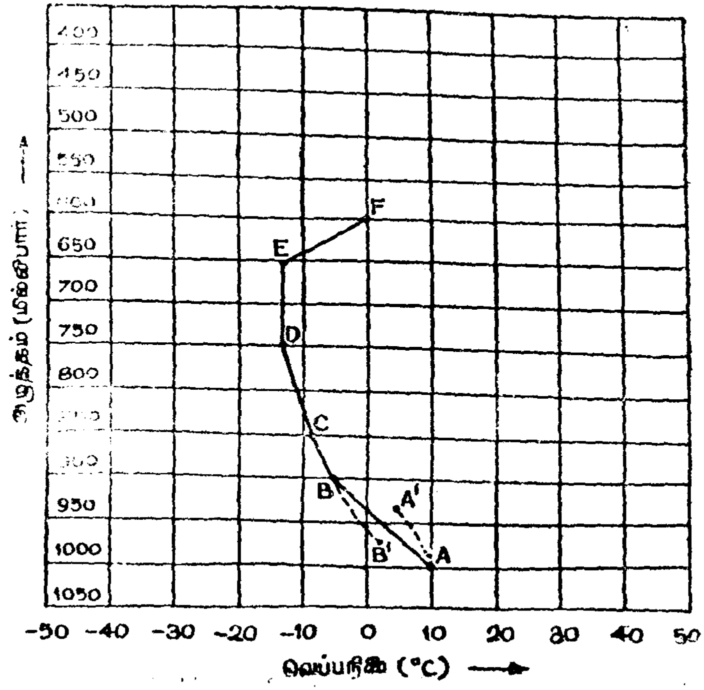
மாறாக, காற்றின் ஒரு குறிப்பிட்ட பகுதியை மேலே தள்ளினால், அது பழையநிலையை விட்டுவிலகி, எந்தத் திசையில் தள்ளப்பட்டதோ அதே திசையில் மேலும் சென்றுகொண்டிருந்தால், காற்று உறுதியில்லாச் சமநிலையில் இருப்பதாகப் பொருள். இது ஒரு புனல், அதன் தண்டுநுனியில் நிற்கும்போது சிறிதளவு விசையைச் செலுத்தினால், அது இடம்பெயர்ந்து ஒரு புதிய நிலைக்குச் செல்வதை ஒக்கும். ஒரு குறிப்பிட்ட அளவு காற்றை மேலே தள்ளினால், அது எங்கு தள்ளப்பட்டதோ அங்கேயே தங்கினால், காற்று நடுநிலை சமநிலை (neutral equilibrium) யில் இருப்பதாகப் பொருள். இது பக்கவாட்டில் கிடக்கும் புனலில் ஒரு விசையை செலுத்தினால், அது அதேநிலையில், ஆனால் புதிய இடத்தை அடைவதை ஒக்கும்.

தெவிட்டாத நிலையில் காற்றின் நிலைப்பாடு: காற்று உறுதிச் சமநிலையில் உள்ளதா அல்லது உறுதியில்லாச் சமநிலையில் உள்ளதா என்பதை இரண்டு காரணங்களைக்கொண்டு அறியலாம். அவையாவன :

1. காற்றின் மாறுவீதம் (பகுதி 3-11-ப் பார்க்கவும்)
2. காற்றின் உலர்ந்த மாறா வெப்பமுறை மாறுவீதம் (பகுதி 3-11-ப் பார்க்கவும்) காற்று மாறாவெப்பமுறையில் சுருங்குவதாலோ அல்லது விரிவடைவதாலோ வெப்பநிலை மாறுகிறது என்று பார்த்தோம். இந்த வெப்பநிலை மாறுபாட்டிற்குக் காரணம் அழுத்தமே. ஆகையால் அழுத்தத்தைப் பயன்படுத்தி வெப்பநிலை மாறுபடும் வீதத்தை 2-வதாகக் கூறிய முறையால் அறியலாம். இதனால்,

காற்று எந்த நிலைப்பாட்டில் இருக்கிறது என்பது, மாறுவீதத்தையும் மாறா வெப்பமுறை மாறுவீதத்தையும் பொருத்தது என்பதை அறியலாம். மாறுவீதம், உலர்ந்த மாறா வெப்பமுறை மாறுவீதத்தைவிட அதிகமெனில் காற்று உறுதியிலாச் சமநிலையில் இருக்கும். இதற்கு நேர்மாறான நிலை காற்றின் உறுதிச் சமநிலையைக் குறிக்கும். மேற்கூறிய இரண்டு மாறுவீதங்களில் முதலில் மாறக்கூடியது; இரண்டாவதாகக் கூறியது ஒரு மாறிலியாகும். இந்த மாறிலி, எப்பொழுதும் எந்த நிலைகளிலும் மாறுவதில்லை. இதன் வீதம் ஒவ்வொரு 1,000 அடிக்கும் $5\frac{1}{2}$°F ஆகும்.

தெவிட்டாத நிலையிலுள்ள காற்றின் நிலைப்பாட்டை அறியும் முறையைப் படம் 6·2 விளக்குகிறது.



தெவிட்டா நிலையில் காற்றின் நிலைப்பாடு

படம் 6-2

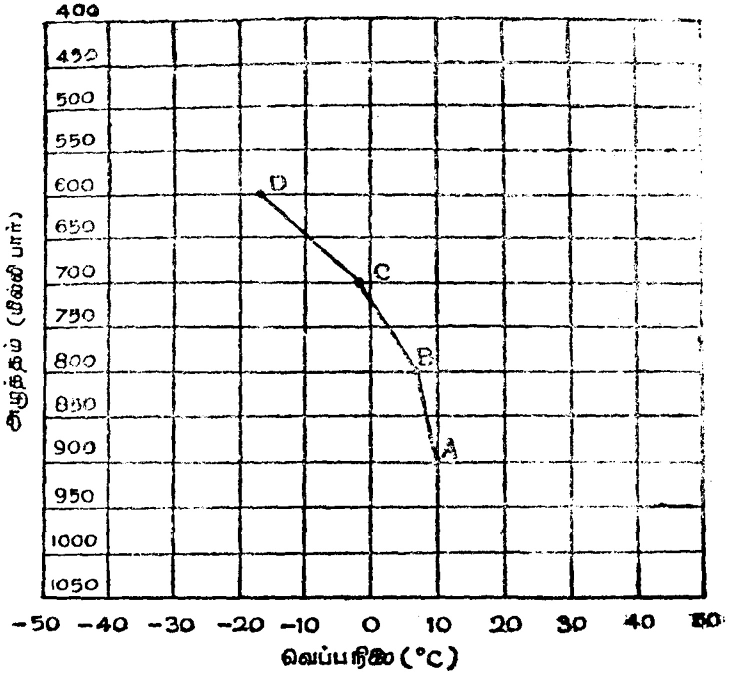
வரைபடம் ABCDEF என்பது, தெவிட்டாத நிலையிலுள்ள காற்றின் வெப்பநிலை, அழுத்தம் ஆகியவைகளின் தொடர்பைக் குறிக்கிறது. AB என்ற படலத்தின் மாறுவீதம், உலர்ந்த மாறா

வெப்பமுறை மாறுவீதத்தைவிட அதிகமாக இருப்பதால், அது உறுதியில்லாச் சமநிலையில் இருக்கும். உதாரணமாக AB என்ற கோட்டிலுள்ள A என்ற புள்ளியை மேலே உயர்த்துவதாக வைத்துக்கொள்வோம். அது மாறு வெப்பமுறையில் விரிவடைவதால் (அதாவது மாறு வெப்பமுறை மாறுவீதத்தில்) குளிர்ச்சியடைந்து A¹ என்ற புள்ளியை அடைகிறது. இருப்பினும், அதைச் சுற்றியுள்ள பகுதியைவிட இது வெப்பமாக இருக்கும். ஏனெனில், இது விரிவடைவதால் ஏற்படும் குளிர்ச்சியடையும் வீதம் AB என்ற படலத்திலுள்ள காற்றின் மாறுவீதத்தை (AB வளைவில் குறிப்பிட்டுள்ளது) விடக் குறைவாக இருக்கிறது. ஆகையால் அதன் அடர்த்தியும் குறைகிறது. இதன் காரணமாக, அது தானாகவே உயரச் செல்கிறது. அதேபோல, AB-ல் உள்ள B என்ற புள்ளியைக் கீழே தள்ளினால், மாறு வெப்பமுறையில் நெருக்கமடைவதால், வெப்பமடைந்து B¹ என்ற புள்ளியை அடைகிறது. இருப்பினும் அதைச் சுற்றியுள்ள பகுதியைவிட இது குளிர்ச்சியாக இருக்கும். ஆகையால் இதன் அடர்த்தி அதிகமாகிறது. இதன் காரணமாக அது தானாகவே கீழ்நோக்கிச் செல்லுகிறது. மேற்கூறிய இரண்டு வழிகளிலும் காற்றில் செங்குத்து இயக்கம் உண்டாவதால் AB படலத்திலுள்ள காற்று உறுதியில்லாச் சமநிலையில் இருக்கும்.

BC என்ற வளைவு பகுதியில் உள்ள காற்றுப்படலத்தின், மாறு வீதமும், மாறு வெப்பமுறை மாறுவீதமும் சமம். ஆகையால் இப்படலத்தின் ஏதேனும் ஒரு பகுதிக் காற்று மேற்புறமாகவோ, கீழ்ப்புறமாகவோ நகர்ந்தால் அதன் வெப்பநிலையோ அல்லது அழுத்தமோ மாறுவதில்லை. ஆகையால் இப்படலம் நடுநிலைச் சமநிலையில் இருக்கும்.

CD என்ற வளைவு, அப் படலத்திலுள்ள காற்றின் நிலைப்பாட்டைக் குறிக்கிறது. இப்படலத்தின் மாறுவீதம், மாறு வெப்பமுறை மாறுவீதத்தைவிட அதிகமாகும். ஆகையால் இது உறுதிச் சமநிலையில் இருக்கும். ஏனெனில் இம்மண்டலத்தில் ஏதேனும் ஒரு பகுதிக்காற்று மேல்நோக்கிச் சென்றால் அது திரும்பப் பழைய நிலைக்கே வந்துவிடும். DE-என்ற வளைவு, காற்றின் மாறுவெப்பநிலையைக் குறிப்பதால், இந்த மாறுவீதம் சுழியாகும். ஆகையால் காற்று உறிதிச் சமநிலையில் இருக்கும். இப்பகுதி வரை வெப்பநிலை உயரச் செல்லச் செல்லக் குறைந்து கொண்டே போகிறது. (அதாவது நேர் மாறுவீதம்) அனால் EF காற்று மண்டலப்பகுதியில் வெப்பநிலை அதிகமாகிறது. அதாவது இது புரட்டு வெப்பநிலைப் பகுதியாகும். (எதிர் மாறுவீதம்). ஆகையால், ஒரு குறிப்பிட்ட காற்றுப்பகுதி மேலே செல்லுமானால், அது

மற்ற பகுதிகளைவிட எப்பொழுதும் குறைவான வெப்பநிலையிலிருக்கும் (அடர்த்தி அதிகம்). இதனால் இது பழைய நிலைக்கே வந்துவிடுகிறது. இப்பகுதியிலிருந்து கீழே இறங்கினால் அது அதனைச் சுற்றியுள்ள பகுதிகளைவிட வெப்பமாக இருக்கும். ஆகவே இது மேல் நோக்கிப் பழைய நிலைக்கே சென்றுவிடும். ஆகையால், EF எனக் குறிக்கப்பட்ட காற்றுமண்டலப்பகுதி உறுதிச் சமநிலையில் இருக்கும்.

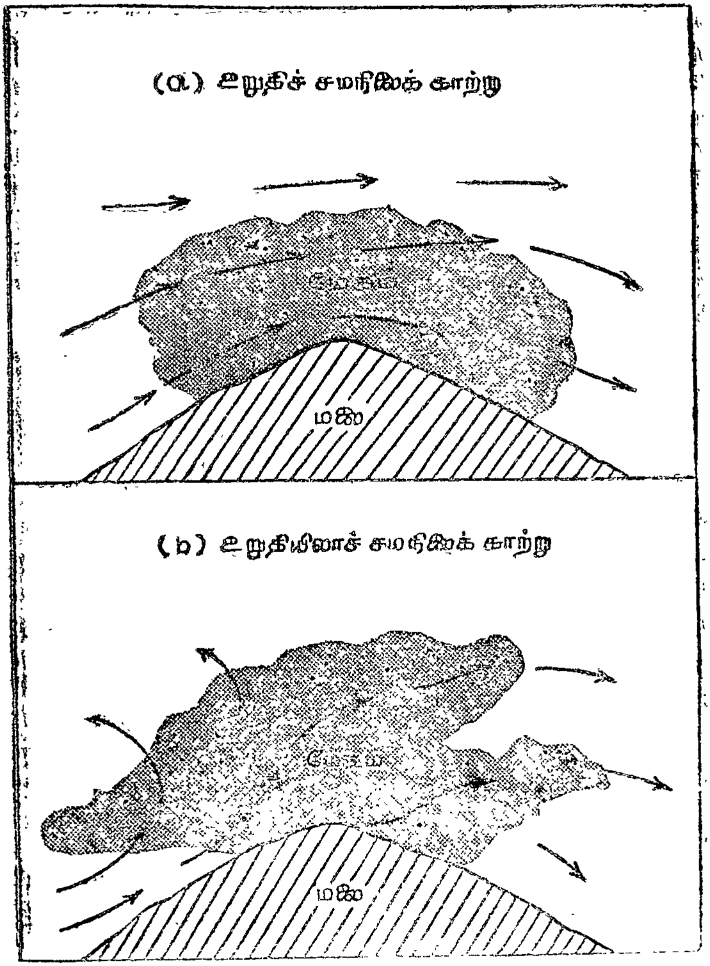


தெவிட்டிய நிலையில் காற்றின் வேறுபாடு

படம் 6-3

இனி, தெவிட்டிய நிலையிலுள்ள காற்றுமண்டலத்தின் நிலைப்பாட்டை விளக்குவோம். (படம் 6-3). காற்று தெவிட்டிய நிலையிலிருக்கும்போது, நிலைப்பாட்டில் பெரிதும் மாற்றம் ஏற்படுகிறது. இப்பொழுது காற்று உறுதியில்லாச் சமநிலையிலிருப்பதற்கு மாறுவீதம் குறைவாக இருக்கும். ஆகையால் முன்பு உறுதிச் சமநிலையிலிருந்த காற்றுப்படலம் இப்பொழுது உறுதியில்லாச் சமநிலையை அடையலாம். இப்பொழுது காற்று தெவிட்டிய நிலையிலிருப்

தால் காற்றின் நிலைப்பாட்டைச் சோதனை செய்யத் தெவிட்டிய மாறு வெப்பமுறை மாறுவீதத்தைக் கணக்கிடுதல் வேண்டும். காற்றின் மாறுவீதம், தெவிட்டிய மாறு வெப்பமுறை, மாறுவீதத்தை விடக் குறைவாக இருந்தால் (படம் 6-3. வளைவு AB) காற்று, தனிஉறுதிச் சமநிலையில் (absolute stability) இருக்கும். இதன் விளக்கமும், தெவிட்டாத நிலையில் உள்ள காற்றின் நிலையைப் பற்றிக் கூறப்பட்ட விளக்கமும் (படம் 6-2. வளைவு AB) ஒன்றே.



தெவிட்டிய காற்றின் நிலைப்பாடு

படம் 6-4

பெரும்பாலும், வெப்ப மாறுவீதம் தெவிட்டிய மாறா வெப்பமுறை மாறுவீதத்தை விடக் (ஒவ்வொரு 1,000 அடிக்கும் $2\frac{1}{2}$°F) குறைவாக இருக்கும் பொழுது இந்நிலை ஏற்படும். இப்பகுதியில் உள்ள காற்று தானாகவே மேலே செல்லாது. அதன் மேல் ஒரு விசையைச் செலுத்தினால்தான் உயரும். இருப்பினும் அது பழைய நிலைக்கே மூழ்கி விடும். (படம் 6-4*a*).

காற்றின் மாறுவீதம், உலர்ந்த மாறா வெப்பமுறை மாறுவீதத்தைவிட அதிகமாக இருந்தால் (படம் 6-3 வளைவு CD) காற்று, தனி உறுதியில்லாச் சமநிலையிலிருக்கும். (absolute instability). இதன் விளக்கமும் படம் 6-2-ல் கூறப்பட்ட CD-யின் விளக்கமும் ஒன்றே. பெரும்பாலும் வெப்ப மாறுவீதம் உலர்ந்த மாறா வெப்பமுறை மாறுவீதத்தை விட (ஒவ்வொரு 1,000 அடிக்கும் $5\frac{1}{2}$°F) அதிகமாக இருக்கும் பொழுது, இந்நிலை ஏற்படும். இப்பகுதியிலுள்ள காற்றும் தானாகவே உயரச் செல்லாது. ஆனால் தொடக்கத்தில் அதன் மேல் ஒரு விசையைச் செலுத்தினால், அது பழைய நிலையை விட்டு, எந்தத் திசையில் விசை கொடுக்கப்பட்டதோ, அதே திசையில் தானாகவே நகர்ந்து செல்லும். (படம் 6-4*b*).

காற்றின் மாறுவீதம், உலர்ந்த மாறா வெப்பமுறை வீதத்திற்கும் ($5\frac{1}{2}$°F/1,000 அடி) தெவிட்டிய மாறாவெப்பமுறை மாறுவீதத்திற்கும் ($2\frac{1}{2}$°F/1,000) இடையே இருக்குமானால், அக்காற்று நிபந்தனைக் கடங்கிய உறுதியில்லாச் சமநிலையில் (conditional instability) இருக்கும் (படம் 6-3 வளைவு BC). BC எனும் காற்றுப்படலத்தின் B யிலுள்ள ஒரு பகுதியை, மேலே தெவிட்டிய நிலைக்குத் தள்ளினால், அது தெவிட்டிய மாறா வெப்பநிலை மாறுவீதத்தில் உயரும். ஆகையால், அது அதனைச் சுற்றியுள்ள பகுதிகளை விட வெப்பமாக இருக்கும். எனவே அது, மேலே தொடர்ந்து செல்லும். B எனும் பகுதி தெவிட்டாத நிலையிலிருப்பின், அது உலர்ந்த மாறா வெப்பநிலை மாறுவீதத்தில் சென்றாலும், அதனைச் சுற்றியுள்ள பகுதிகளைவிடக் குளிர்ந்திருக்கும். ஆகையால் அது மேலே தொடர்ந்து செல்லாது. இதிலிருந்து, BC எனும் படலத்தின் காற்று, தெவிட்டிய நிலை அடைந்தால்தான் உறுதியிலாச் சமநிலையில் இருக்கும் என்பது தெரிகிறது. ஆகையால் இக்காற்று நிபந்தனைக்கடங்கிய உறுதியிலாச் சமநிலையிலிருக்கும். காற்றில் இத்தகைய நிலைப்பாடு இருந்தால்தான், சிலவகை மேகங்களும் பெரும் மழையும் உண்டாகும். மேலும் வீழ்படிவாதலுக்கு இது பெரிதும் துணை புரிகிறது.

6-7. வீழ் படிவாதலின் தோற்றுவாய்

ஆவிச் சுருக்கம், பதங்கமாதல் முதலிய முறைகளால் நீர்த் திவலைகள் ஒரு குறிப்பிட்ட அளவுவரைதான் வளரும் என்பதைப்

அட்டவணை 6-3

திவலைகளின் அளவும், அவை விழும் வேகமும்

கோள நீர்த்திவலைகள்			திவலைகளின் விட்டம் (மைக்ரானில்)	விழும் வீதம் அடி / நிமிடம்
மழை		வீழ்படிவாதல்	7000	2080
			5000	1750
			1000	790
	தூறல்		500	553
		ஆவிச் சுருக்கம்	200	300
மேகத்துகள்கள்			100	50
	நுண்ணிய துகள்கள்		50	15
			10	0·6
			5	0·13
			2	17" / மணி
			1	5" / மணி
			0·5	1·4" / மணி
			0·1	0·047" / மணி
			0·01	0

பார்த்தோம். இதனால் மூடுபனி, சிலவகை மேகங்கள் முதலியன உண்டாகும். ஆனால் இத்திவலைகள் மேலும் மேலும் வளர்ந்து கடைசியில் மழையாகவோ அல்லது கல்மாரியாகவோ பூமியில் விழவேண்டுமானால், மேற்கூறிய இரண்டு முறைகளைத் தவிர வீழ்படிவாதலும் பங்கு கொள்ளுதல் அவசியம். கீழ்க்கண்ட அட்டவணையில், (அட்டவணை எண் 6-3) திவலைகளின் அளவும், அவை விழுகின்ற வேகமும் கொடுக்கப்பட்டுள்ளன.

இந்த அட்டவணையிலிருந்து நீர்த்திவலைகளின் அளவு அதிகமானால், வேகமும் அதிகமாகிறது என்று தெரிகிறது. (ஆவிச்சுருக்கத்தால் மட்டும் உண்டாகும் நீர்த்திவலைகள் (50-200 மைக்ரான்கள்) விழும் வேகம் நிமிடத்திற்கு 15 அடி முதல் 300 அடிவரை மாறுபடுகிறது. காற்றில் மிதக்கும் தூறல் துளிகளின் பெரும்பாலும் 500 மைக்ரானாகும். மழைத்துளிகளின் விட்டம் 200 மைக்ரான் முதல் 7,000 மைக்ரான் வரை மாறுபடுகின்றது. இதனினும் பெரிய துளிகள், அவை விழும்பொழுது, அவற்றின் முற்றுத்திசை வேகத்தில் (terminal velocity) உடைந்து விடுகின்றன. ஒரு குறிப்பிட்ட வேகம்வரைதான் துளிகள் வரிசீரியக்கத்துடன் (streamlined motion) விழும். அதன் பின்பு துளிகளில் கொந்தளிப்பு இயக்கம் ஏற்படும்.) வரிசீரியக்கம் முடிந்து கொந்தளிப்பு வேகம் தொடங்குகின்ற வரம்புத் திசை வேகம் முற்றுத்திசைவேகம் எனப்படும்.

(ஆவி சுருக்கம் மட்டும் சுமார் 50-200 மைக்ரான் விட்டமுள்ள திவலைகளை உண்டாக்கலாம். ஆனால் நடைமுறையில் அது உண்டாக்கும் திவலைகளின் விட்டம் சுமார் 10 மைக்ரான்களே ஆகும். இத்தகைய பல திவலைகள் ஒன்று சேர்ந்து மழைத்துளிகள் உண்டாகின்றன.) உதாரணமாக சுமார் ஒரு மில்லியன் (பத்து லட்சம்) 10 மைக்ரான் துளிகள் ஒன்று சேர்ந்தால்தான் ஒரு மி.மீட்டர் விட்டமுள்ள மழைத்துளி உருவாகும். அதே போல, 27 மில்லியன், 10 மைக்ரான் துளிகள் ஒன்று சேர்ந்தால் 3மி.மீட்டர் விட்டமுள்ள மழைத்துளி உருவாகும். (நீர்திவலைகள் இரண்டு வகைகளில் ஒன்று சேர்ந்து மழைத்துளிகளை உண்டாக்குகின்றன. இவைகளுக்குப் பனிப்படிகமுறை (ice-crystal process) என்றும் ஈர்ப்புச் சேர்க்கை முறை (gravitational coalescence process) என்றும் பெயர். பெரும்பாலும் இவ்விரண்டு முறைகளுமே சேர்ந்தாற்போல் செயல்படுகின்றன.

பனிப் படிக முறை : 0°C-ல் உள்ள பனிக்கட்டியை வெப்பப்படுத்தினால், அது அதே வெப்பநிலையில் உருகி நீராகும். ஆனால் 0°C-க்கும் கீழே வெப்பநிலையைப் பெரிதும் குறைத்தால்தான் நீர்

அட்டவணை 6-4

மிக்குளிர்வு நீர்த்திவலைகளின் மீதும், பனிப்படிகங்களின் மீதும் தெவிட்டிய ஆவி அழுத்தம்

வெப்பநிலை (°C)	தெவிட்டிய ஆவி அழுத்தம் (மில்லிபார்)		வேறுபாடு (மி.பார்)
	நீர்த்திவலையில்	பனிப்படிகத்தில்	
0	6·108	6·108	0·000
— 2	5·275	5·173	0·102
— 4	4·515	4·372	0·173
— 6	3·906	3·685	0·221
— 8	3·348	3·097	0·251
—10	2·863	2·597	0·266
—12	2·441	2·172	0·269
—14	2·076	1·811	0·265
—16	1·760	1·506	0·254
—18	1·488	1·218	0·240
—20	1·254	1·032	0·222
—25	0·807	0·632	0·175
—30	0·509	0·380	0·129
—35	0·314	0·223	0·091
—40	0·189	0·128	0·061
—45	0·111	0·072	0·069
—50	0·064	0·039	0·025

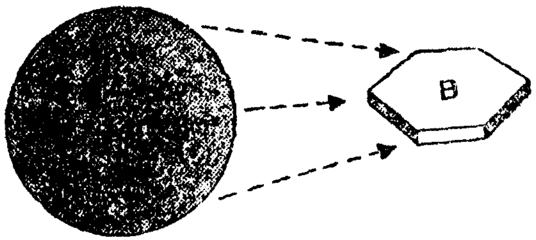
முழுவதும் உறையும். ஆகையால் 0°C என்பது பனிக்கட்டியின் உருகுநிலை என்பது தவறாகும். இதிலிருந்து, நீர் குறைந்த அளவு வெப்பநிலையிலும் உறையாமல் திரவமாக இருக்கும் என்பது தெரிகிறது. அப்பொழுது நீரானது மீக்குளிர்வு (super cooled) நிலையில் இருக்கிறது என்பது பொருள். இந்நிலையில் நீரின் வெப்பநிலை சுமார் —40°C ஆகும். பூமியிலிருந்து காற்று மாறு வெப்ப முறை விரிவினால் மேல் நோக்கிச் செல்லும் பொழுது அதன் வெப்ப நிலையும் சுமார் —40°C வரை குறைகிறது. பின்பு ஆவி சுருக்கமடைந்து மீக்குளிர்வு நிலையில் நீர்த்திவலைகள் தோன்றுகின்றன அதாவது நீர்த்திவலைகள் அடங்கிய மேகம் உண்டாகிறது. மேலும் பதங்கமாதல் முறையாலும் மீக்குளிர்வு நிலையில் நீர்த்திவலைகளும், பனிப்படிகங்களும் அடுத்தடுத்து உண்டாகின்றன. அப்பொழுது நீர்த்திவலை மேகம் முழுவதும் பனிக்கட்டி மேகமாக (ice cloud) மாறிவிடுகிறது. இது எவ்வாறு மாறுகிறது என்பதைப் பார்ப்போம்.

மீக்குளிர்வு நிலையிலுள்ள நீர்த்திவலைகளின் மேலும், பனிப் படிகங்களின் மேலும் உள்ள ஆவி அழுத்தமே (vapour pressure) இம்மாறுபாட்டிற்குக் காரணம். வெவ்வேறு வெப்பநிலை இவைகளுக்குரிய தெவிட்டிய ஆவி அழுத்தம் அட்டவணையில் 6-4-ல் கொடுக்கப் பட்டுள்ளது.

0°C-ல் ஆவி அழுத்தம் நீர்த்திவலையின்மேலும் பனிப் படிகத்தின்மேலும் ஒன்றுதான். ஆனால் —10°C-ல் நீர்த்திவலைமேல் அழுத்தம் 2·863 மிலிபார் (அட்டவணை 6-4). ஆனால் பனிப்படிகத்தின் மேல் அழுத்தம் 2·597 மில்லிபார் ஆகும். ஆகையால், இவை இரண்டும் ஒரே வெப்பநிலையில் இருக்கும்பொழுது இவற்றிற்கிடையே அழுத்த வேறுபாடு இருக்கிறது அதாவது நீர்த்திவலையிலிருந்து பனிப் படிகத்திற்கு ஆவி அழுத்தச் சரிவு உண்டாகிறது. (படம் 6-5) இதனால் நீர்த்திவலை ஆவியாகிறது. இந்த ஆவி சுருக்கமடைந்து பனிப் படிகத்தை உட்கருவாகக்கொண்டு, அதன்மேல் படிகிறது. பின்பு இது மென்மேலும் வளர்கிறது. இவ்வாறு நிறைந்த அளவு ஏற்படுமானால் அதற்குப் பனிக்கட்டி மேகம் என்று பெயர். பனிப் படிகத்தின்மேல் படியும் நீரின் ஒருபகுதி அதன்மேல் உடனே உறைந்துவிடும். உறையாத நீரும் பனிப் படிகம் வளர வளர, உறைந்துவிடும். இவ்வாறு பனிப் படிகம் வளர்ந்து கொண்டேபோகும். ஒருநிலையை அடைந்தவுடன் மேல்நோக்கிவரும் காற்றின் எதிர்ப்பையும் கடந்து, பூமியின்மேல் அது கல்மாரியாக (hail stone) விழுகிறது. புவிக் குறுக்குக்கோட்டின் நடுப்பகுதியிலும், உயர்ந்த பகுதியிலும் மீக்குளிர்வு நீர்த்திவலை மேகங்கள்

உருவாகின்றன. வெப்பமண்டலப் பகுதியிலும் இவை அடிக்கடி உருவாகின்றன.

2. ஈர்ப்புச்சேர்க்கை முறை: இது மிகவும் எளிதான முறையாகும். சீரற்ற (non-uniform) நீர்த்துளிகள் மேகத்தின் வரம்பிற்



A: —10°C-ல் உள்ள மீக்குளிர்வு நீர்த்திவலை அழுத்தம் 2·863 மி. பார்

B: —10°C உள்ள மீக்குளிர்வு பனிப்படிகம் அழுத்தம் 2·597 மி. பார்

படம் 6-5

மீக்குளிர்வு நீர்த்திவலையிலிருந்து பனிப்படிகத்திற்கு உண்டாகும் ஆவி அழுத்தச் சவுரி

குள் விழும்போது வெவ்வேறு திசைவேகங்களில் விழுகின்றன. அப்பொழுது ஒன்றோடொன்று மோதுகின்றன. இதனால் துளிகள் இணைந்து அல்லது ஒன்றுசேர்ந்து பெரும் துளிகள் உண்டாகின்றன. துளிகள் பெரிதாக இருப்பின் அவற்றின்மேல் சிறுதுளிகள் எளிதாகப் படியும். ஆகையால் பெரும் துளிகள் மேலும்மேலும், சிறுதுளிகளை ஏற்று வளர்கின்றன. இம்முறையின் வெற்றி சிறுதுளிகள் மேகத்தில் பரந்துகிடக்கும் அளவையும் அவற்றின் சீரற்ற உருஅமைப்பையும் பொறுத்ததாகும்.

6-8 வீழ்படிவாதலின் வடிவங்கள் (Forms of precipitation)

பல வடிவங்களில் வீழ்படிவாதல் நடைபெறுகின்றது. இது எந்த வடிவத்தில் பூமியை அடைகின்றது என்பதை வைத்து இதனை மூன்று பிரிவுகளாகப் பிரிக்கலாம். வீழ்படிவாதல் பூமியில் திரவமாக விழுந்தோடும் அல்லது, விழுந்தவுடன் உறைந்து திடநிலை பெறும் அல்லது கல்மாரிபோன்று திடப்பொருளாகவே விழும்.

தூறலும் மழையும்: மழைத்துளிகளிலேயே குறைந்த விட்டத்தையுடையவை தூறல் துளிகள்தான். இவை, வானம் மங்கலாக

இருக்கும்போதும் மூடுபனி இருக்கும்போதும், பூமியில் மிகச் சிறு திவலைகளாக விழுகின்றன. இவை பெரும்பாலும், பூமியிலிருந்து மிகக் குறைந்த உயரத்திலுள்ள மேகங்களிலிருந்து விழுகின்றன. இத் துளிகளின் விட்டம் சுமார் 50 முதல் 500 மைக்ரான்வரை இருக்கும். ஆனால் மழைத்துளிகளின் விட்டம் சுமார் 200 முதல் 7,000 மைக்ரான்வரை இருக்கும் (அட்டவணை 6-3). ஈர்ப்புச் சேர்க்கை முறையிலும் பனிப் படிகங்கள் உருகுதலினாலும், தூறலும் மழைத்துளிகளும் உண்டாகின்றன. தூறலின் செறிவு மணிக்குச் சுமார் 0.02 அங்குலமாகும். மழையின் செறிவு மணிக்கு சில துளிகள் முதல் பல அங்குலம்வரை மாறுகிறது. கனமழை பெய்தால், அதில் அடங்கிய தனித்தனி துளிகள் அளவில் பெரிதாக இருக்கும்.

தரைதொட்டு உறையும் மழையும் தூறலும்: இவை முதலில் திரவ வடிவத்தில் பூமியில் விழுகின்றன. ஆனால் பூமியில் விழுந்தவுடன் உறைந்துவிடுகின்றன. இவை பூமியில் விழும் முன்பு வெப்பநிலை 0°C-க்கும் அதிகமாக இருக்கவேண்டும். அப்பொழுது பூமியில் வெப்பநிலை 0°F-க்குக் குறைவாக இருத்தல்வேண்டும். இந்நிலையில்தான் பூமியில் விழுந்ததும் மழையும், தூறலும் உறையக்கூடும். ஆனால் பெரும்பாலும் துளிகள் மீக்குளிர்வு நிலையிலிருப்பதால், பூமியிலோ அல்லது குளிர்ந்த பொருள்களின்மீதோ விழும்போது உடனே உறைந்துவிடுகின்றன. இத்தகைய மழை பெய்யும்பொழுது பூமியின் பரப்பு அங்கு காணப்படும் மரம், செடி, கொடிகள், விண்ணில் செல்லும் விமானங்கள் ஆகியவற்றின்மீது பனிக்கட்டிகள் படிவதைக் காணலாம்.

சிறுகல்மாரி (Sleet): இவை பனி மழைத்துளிகளின் அளவில், கோளவடிவத்திலுள்ள உறுதியான பனிக்கட்டியாகும். இவை கடினமான பரப்பில் விழும்பொழுது பந்துபோல் மேலே எழும்பும். இவை மிகக் கடுமையாக இருக்கும்பொழுது சில சமயங்களில் மரங்களும் ஒடிந்துவிடும். தொலைபேசிக் கம்பிகள் மின்சாரக் கம்பிகள் முதலியன அறுந்துவிடும். இவை பொதுவாகத் தூறல் மழை பெய்யும்பொழுது தோன்றும். மீக்குளிர்ச்சி நிலையிலுள்ள நீர்த் திவலைகள் பனிப்படிகங்கள்மீது படியும்போது அதன் ஒருபகுதி பனிக்கட்டியில் உறைந்துவிடுகிறது. ஏனெனில் பனிப்படிகம் நீர்த்திவலைகளுக்கு அணுக் கருவாகப் பயன்படுகிறது. இவ்வாறு உறைந்த பனிக்கட்டி ஈர்ப்புச்சேர்க்கை முறையால் ஓரளவு வளர்ந்து பூமியில் விழுகிறது. இதற்குச் சிறுகல்மாரி என்று பெயர். இது மிக அதிக அளவில் வளர்ந்தால் அதனைக் கல்மாரி எனக் கூறுகிறோம்.

கல்மாரி (Hail): காற்றுமண்டலம் மிகவும் நிலைபாடற்ற நிலையில் இருக்கும்பொழுதும், இடி மின்னலுடன் கூடிய கனத்த மழை பெய்யும்பொழுதும் பெரிய பனிக்கட்டிகள் பூமியின்மேல் விழுவதைப் பார்க்கலாம். இவைகளைத்தான் கல்மாரி எனக் கூறுகிறோம். இதன் விட்டம் சுமார் ¼ அங்குலம் முதல் பல அங்குலம் வரை இருக்கும். இது வெங்காயத்தைப்போல் ஒரே மையத்தைச் சுற்றிய பல படங்களைக் கொண்டிருக்கும்.

இது பனிப்படிக முறையில் உண்டாகிறது. அதாவது மீக்குளிர்வு நீர்த்திவலைகள் அந்நிலையில் உள்ள பனிப்படிகத்தில் படிகிறது. அப்பொழுது நீரின் ஒருபகுதி பனிப்படிகத்தில் உறைந்துவிடும். உறையாத நீரும் பனிப்படிகம் வளரவளர உறைந்துவிடுகிறது. இவ்வாறு வளர்ந்துகொண்டே வரும் பனிப்படிகம் மீக்குளிர்வு நீர்த்திவலைகள் உள்ள பகுதி (rez ON) யைக் கடந்துவிடும் பின்பு மேல்நோக்கிவரும் காற்றின் எதிர்ப்பையும் கடந்து, பூமியில் விழும். சிலசமயம் மேல்நோக்கிவரும் காற்று இந்தப் பனிப் படிகத்தை மறுபடியும் மீக்குளிர்வு நீர்த்திவலைகள் நிறைந்த பகுதிக்கு மாற்றிவிடலாம். இவ்வாறு மாற்றப்பட்ட பனிப்படிகங்கள் மறுபடியும் வளர்ந்து நீர்த்திவலைகளின் பகுதியைக் கடக்கும். அதனால் இது மேலும் வளரும். இதுபோலப் பலமுறை மாற்றப்படுவதால்தான், கல்மாரி, வெங்காயத்தைப்போன்று பல படங்களைக் கொண்டிருக்கிறது. மேகத்தில் மீக்குளிர்வு நீர்த்திவலைகளின் அளவு மாறுபடுவதாலும் கல்மாரியின் அமைப்பு வெங்காய அமைப்பைப் பெறும்.

வெப்பமண்டலத்திலும், துருவப் பகுதிகளிலும் கல்மாரி பொழிவது அரிதாகும். 30°-லிருந்து 60° வரையுள்ள குறுக்குக்கோட்டின் பகுதிகளில் மிக அதிகமாகக் கல்மாரி பொழிகிறது. காரணம் இப்பகுதிகளில்தான் காற்றின் செங்குத்து இயக்கம் மிக அதிகமாக நடைபெறுகிறது. கல்மாரி, பயிர்களைச் சேதமடையச் செய்யும். விமானங்கள் செல்வதற்கு இது பெரும் தடையாகவும், ஆபத்தாகவும் அமைகிறது. வானிலையை முன்கூட்டியே அறிந்து, விமானத்தைச் செலுத்தலாம். இருப்பினும் எப்படி ஒரு மரத்திலுள்ள ஒரு குறிப்பிட்ட இலை அதிலிருந்து எப்பொழுது விழும் என்று உறுதியாகச் சொல்லமுடியாதோ, அதேபோல, கல்மாரி பொழியும் இடத்தையும் நேரத்தையும் உறுதியாக அறிதல் கடினமாகும்.

பனி (Snow): இது பலவகைப்பட்ட பனிப்படிக வடிவங்களில் காணப்படுகிறது. இது ஊசிபோன்றும், நட்சத்திரம்போன்றும், தட்டம்போன்றும் திடநிலையில் காணப்படுகிறது. இதன் அடிப்

படை உருவம் ஆறுபக்கங்கள் கொண்ட படிகமாகும் (hexogonal crystal). இது நீராவி குளிர்ந்து படிகமாதல் முறையால் நேரிடையாகப் பனிக்கட்டியாக மாறுவதால் உண்டாகிறது. இது தூய பனிக்கட்டி மேகங்களிலிருந்து உருவாகிறது. அல்லது மீக்குளிர்வு நீர்த்திவலைகள் நிறைந்த மேகம் பனிக்கட்டி மேகமாக மாறினாலும் இது உண்டாகும். மிக அதிகமான அளவு பனி உண்டாக அது காற்றின் எந்தப் பகுதியிலிருந்து வருகிறதோ, அப்பகுதியின் வெப்பநிலை 0°C-க்குக் கீழே அதிகம் குறையாமல் இருக்கவேண்டும். இது பூமியின் எந்தப் பகுதியில் நிறைய விழும் என்று கூறுவது கடினமாகும். ஏனெனில் இதைப் பற்றி முழு விவரமும் இன்னும் சரியாகத் தெரியவில்லை. ஆனால் வெப்பமண்டலத்தில், மிக உயர்ந்த பகுதிகளில் நிரந்தரமான பனிப்படலம் இருப்பதாகக் கூறப்படுகிறது.

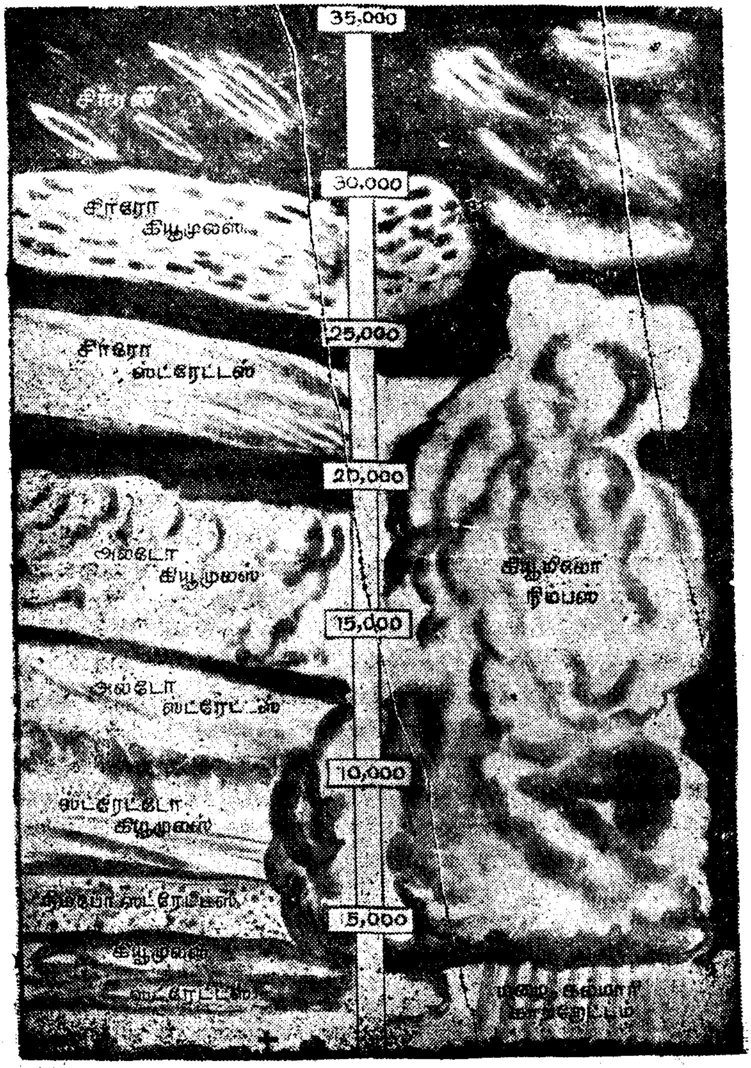
7. மூடுபனியும் மேகமும்

மேகங்கள் காற்றுமண்டலத்தில் ஏற்படும் பலவகை மாற்றங்களையும் பிரதிபலிக்கின்றன. ஆகையால், அவைகளைக்கொண்டு வானிலைகளைப் பற்றிய பல உண்மைகளைத் தெளிவாக அறியலாம். இவ்வுண்மைகளிலிருந்து, விமானங்கள் காற்றுமண்டலத்தில் பறப்பதற்கும், பூமியில் இறங்குவதற்கும் வேண்டிய சூழ்நிலைகள் எவ்வாறு இருக்கவேண்டும் என்பதை அறியலாம். இதற்கு மாறாக வானிலை மோசமாக இருந்தால் அங்கு விமானம் இறங்காமல், நேராக வேறொரு விமான தளத்திற்குச் சென்றுவிடுவதை நாம் பல முறை பார்க்கிறோம். பூமியை ஒட்டி, அருகிலுள்ள மேகங்கள், விமானங்கள் பூமியிலிருந்து மேலே புறப்படுவதற்கும், பூமியில் இறங்குவதற்கும் இடையூறாக உள்ளன. பூமியிலிருந்து நடுத்தர உயரங்களில் உள்ள மேகங்கள், கொந்தளிப்பை உண்டாக்குகின்றன. மிக உயரங்களில் உள்ள மேகங்கள் ஜெட் விமானங்கள் பறப்பதற்குப் பெரும் தடைகளாக அமைகின்றன. திரைப்படத் தொழிலிலும், மின்சாரத் தொழிற்சாலைகளிலும் மேகத்தின் பங்கு மிக முக்கியம் வாய்ந்ததாகும். மூடுபனியும், விமானங்கள் கப்பல்கள் முதலியன செல்வதற்கும் பெரும் தடையாக அமைகிறது. ஆறாவது அத்தியாயத்தில் மேகங்கள், மூடுபனிகள் முதலியன உண்டாகும் விதங்களைப்பற்றி அறிந்தோம். அவைகளின் வகைகள், வானிலைக்கும் அவைகளுக்கும் உள்ள தொடர்பு முதலியனவற்றை இங்கு பார்ப்போம்.

7-1. மேகங்களின் வகைகள்

மேகங்களைப்பற்றி அறிய, முதலில் அவற்றை வகைப்படுத்துதல் மிகவும் அவசியமாகும். இவைகள் உருவத்திலும் அமைப்பிலும் அடிக்கடி மாறுபாடு அடைகின்றன. வேறுபட்ட பலவகை மேகங்கள் ஒன்றோடொன்று கலந்துவிடுதலும் உண்டு. ஆகையால் மலர்கள், பறவைகள், மீன்கள் முதலியவற்றை வகைப்படுத்திக் கூறுதல்போல மேகங்களை வகைப்படுத்தல் எளிதன்று. இருப்பினும்

வானிலையை மையமாகக்கொண்டு மேகங்களை நான்குவகைகளாகப் பிரிக்கலாம். முதல்வகை: இவை பூமியிலிருந்து மிக உயரமான பகுதிகளில் உண்டாகின்றன; இரண்டாம் வகை; இவை பூமியிலிருந்து நடுத்தர உயரங்களில் உருவாகின்றன; மூன்றும் வகை:



படம் 7-1
மேகங்களின் செங்குத்து அமைப்பு

இவை பூமியை ஒட்டி மிகக் குறைந்த உயரங்களில் இருப்பவை: இவை மூன்றுமே காற்றுமண்டலத்தில் கிடைமட்டமாகப் பரந்து கிடப்பவை. நான்காவது வகை: இவை செங்குத்தாக உருவாகின்ற மேகங்கள். இம்மேகங்களின் பொதுவான செங்குத்து அமைப்புப்படம் 7-1 ல் கொடுக்கப்பட்டுள்ளது.

7-2. முதல் வகை மேகங்கள்

இம்மேகங்கள் பூமியிலிருந்து சராசரியாகச் சுமார் 20,000 அடி உயரத்திற்குமேலே பரவியுள்ளன. இவை மிக உயர்ந்தபகுதியில் உண்டாவதால் இவற்றை உயர் மேகங்கள் (high clouds) எனக் கூறலாம். இதில் மேலும் மூன்று துணைப் பிரிவுகள் உள்ளன. அவையாவன : (i) சிர்ரஸ் (Cirrus) (Ci) (ii) சிர்ரோகியூமுலஸ் (Cirrocumulus) (Cc) (iii) சிர்ரோஸ்ட்ரேட்டஸ் (Cirrostratus) (Cs).

1. **சிர்ரஸ்:** இவை மிக மென்மையான பட்டுப்போன்ற தோற்றத்தை உடையவை. இவை இழை இழையாகப் பறவைகளின் இறகைப் போலப் பிரிந்து பரந்து கிடக்கும். இவ்வகை மேகங்கள் தனித் தனியாகப் பிரிந்து வானத்தில் அங்கும் இங்குமாய் ஒழுங்கில்லாமல் அமைந்திருந்தால் அது இனிமையான வானிலையைக் குறிக்கும். மாறாக, இவை மிக ஒழுங்காக வானத்தில் அமைந்திருந்தால் அது மோசமான வானிலையைக் குறிக்கும்.

இவை எப்பொழுதும் பனிப்படிகங்களைக் கொண்டிருக்கும். இதுவே இதன் சிறப்பியல்பாகும். இவ்வியல்பைக்கொண்டு இம் மேகம் உருவாகியிருப்பதை எளிதாகத் தெரிந்துகொள்ளலாம். இவை வெப்பமண்டலத்தில் அதிக உயரங்களிலும், ஆர்க்டிக், அன்டார்க்டிக் பகுதிகளில், குறைந்த உயரங்களிலும் தோன்றுகின்றன. சூரிய ஒளி இம்மேகங்களின் பனிப்படிகங்களின்மேல் விழும் பொழுது ஒளி விலகல் (refraction) அடைகிறது. அதனால் சூரியனைச் சுற்றியும், நிலாவைச் சுற்றியும் பல ஒளி வட்டங்கள் (halos) உண்டாகின்றன. ஆனால் இவ்வட்டங்களில் மிக முக்கியமானதும், அடிக்கடி தோன்றுவதும் 22° வட்டமே (halo of 22°) ஆகும். அதாவது இவ்வட்டம் சூரியனையோ அல்லது நிலாவையோ 22° கோணத்தில் சுற்றியிருக்கும். இவ்வட்டம் தோன்றியிருப்பின் சிர்ரஸ் மேகங்கள் உருவாகியிருப்பதை உறுதிப்படுத்துகிறது. சில சமயங்களில் சூரியன், நிலா இவற்றிலிருந்து 22° வலது புறத்திலும், இடது புறத்திலும் வண்ண ஒளிப் புள்ளிகள் தோன்றும். இதிலிருந்தும் சிர்ரஸ் மேகங்கள் உருவாயிருக்கின்றன என்பதை

அறியலாம். இத்தகைய புள்ளிகள் நிலாவின் அருகில் தோன்றினால், அவைகளுக்கு நிலாப் புள்ளிகள் (Moon dogs) என்றும், சூரியனுக் கருகில் தோன்றினால் சூரியப் புள்ளிகள் (Sun dogs) என்றும் பெயர்.

பனிக்கட்டி மேகங்கள் எவ்வாறு உருவாகின்றன என்பதைச் சென்ற அத்தியாயத்தில் (6-7) பார்த்தோம். குறைவான உயரங் களில் தோன்றும் நீர் மேகங்களைவிட இம்மேகங்கள் மிகவும் அடர்த்தி குறைந்திருக்கும். இம்மேகங்களின் வெப்பநிலைக்கு ஏற்ற அளவு நீராவி இவற்றில் இருப்பதில்லை. ஆகையால்தான் இது மிகவும் மெலிந்த நிலையில் இருக்கின்றது. இருப்பினும் இதிலுள்ள தனித் தனிப் படிகத்தின் அளவு மிகவும் பெரியதாக இருக்கும். இது மேகத்தின் மேல் பகுதியிலிருந்து கீழ்ப் பகுதிக்கு விழும் வேக மும் மிக அதிகமாகும். அதனால்தான் இம்மேகத்தின் கீழ்ப்பகுதி ஒழுங்கற்ற வடிவத்தில் இருக்கும்.

இவை பொதுவாக, ஜெட் காற்றோட்டம் உள்ள பகுதிகளில் உருவாகின்றன. ஆகையால் இம்மேகங்களின் தோற்றத்திலிருந்து ஜெட் ஓட்டம் அப்பகுதியில் இருக்கிறது என்பதை அறியலாம். ட்ரோபோபாஸ்பியரின் மேல் பகுதியில் இவை நிறைந்த அளவு உண்டாகின்றன. இரண்டாகப் பிளவடைந்த ட்ரோபோபாஸ் பகுதிகளின் கீழ்ப்புறத்திலும் இவை தோன்றுகின்றன.

சிர்ரோகியூமுலஸ்: இவை வெண்மையாக நிழலற்ற சிறு துண்டு களாகக் காணப்படுகின்றன. இவை சிறு கோட்டுத் தொகுப் பாகவோ அல்லது குற்றலைத் (ripples) தொகுப்பாகவோ, கூட்டம் கூட்டமாக அமைந்திருக்கின்றன. சிர்ரஸ் மேகங்கள் தேய்ந்து சிறி தாக மாறும்பொழுது சிர்ரோகியூமுலஸ் மேகங்கள் உண்டா கின்றன. இம்மேகங்கள் வானத்தில் மிக அரிதாகவே தோன்று கின்றன. இவைகளுக்கும் சிர்ரஸ் மேகங்களுக்கும் இடையேயுள்ள தொடர்பைச் சரியாகத் தெரிந்தபின்பே, இவற்றின் தோற் றத்தை உறுதிப்படுத்தவேண்டும்.

சிர்ரோஸ்ட்ரேட்டஸ் : மெலிந்து வெண்மையாக, விண்ணில் தகடாய்ப் பரவிப் பால்போன்ற தோற்றத்தைத் தரும் மேகம் சிர்ரோஸ்ட்ரேட்டஸ் எனப்படும். இம்மேகங்களிலுள்ள பனி வடிவங்களும் சூரியனைச் சுற்றியும் நிலவைச் சுற்றியும் ஒளி வட்டங் களை உண்டாக்குகின்றன. இவை விண்ணில் தோன்றினால் 24 மணி நேரத்தில் புயலோ அல்லது பனியோ பெய்யலாம் என்பதற்கு அறி குறியாகும். இதன் தடிமன் (thickness) மிகக் குறைவாக இருப்ப தால், இம்மேகங்களின் வழியாகச் சூரியனைப்பார்க்க முடியும்.

7-3. இரண்டாம் வகை மேகங்கள்

இம்மேகங்கள் பூமியிலிருந்து சராசரியாகச் சுமார் 6,500 அடி உயரத்திற்குமேல் பரவியுள்ளன. இவற்றின் அதிக அளவு உயரம் சுமார் 20,000 அடி ஆகும். இம்மேகங்கள் பொதுவாக நீர்த்திவலை களால் ஆனவை. பனிப்படிகங்களால் ஆன சிலவகை மேகங்களும் உள்ளன. இவை பெரும்பாலும் புவிக் குறுக்குக்கோட்டு நடுப் பகுதிகளிலும், அதற்கு மேலேயுள்ள பகுதிகளிலும் உண்டா கின்றன. இவற்றை இரண்டு வகைகளாகப் பிரிக்கலாம். 1. அல்டோஸ்ட்ரேட்டஸ் (Altostratus-As) 2. அல்டோகியூ முலஸ் (Altocumulus-Ac).

அல்டோஸ்ட்ரேட்டஸ் : இவை மிகச் சீரான தகடுபோன்ற அமைப்பைக் கொண்டவை. இவைகள் நீல நிறமாகவோ அல்லது சாம்பல் நிறமாகவோ இருக்கும். இவை நாரிழைத் தொகுப்பு போலவும் அடிக்கடி தோன்றுவதுண்டு. இவைகளின் தடிமன் அதிகமாகும்பொழுது இவை சிர்ரோஸ்ட்ரேட்டஸ் என்ற மேகத்தை ஒத்திருக்கும். இவற்றை சில பனிப்படிகங்களால் ஆனவை என்றாலும் பெரும்பாலான மேகங்கள் நீர்த்தி வலைகளால் ஆனவையே. இம்மேகங்களின் தோற்றம் தொடர்ந்த வீழ்படிவாதல் நிகழ்ச்சியைக் குறிக்கும். இலே சான மழை, பனி முதலியன இம்மேகங்களிலிருந்து பெய்கின்றன. சில சமயங்களில் இவை பூமியில் விழுவதற்கு முன்பு ஆவியாகி விடுகின்றன. இம்மேகங்கள் மெலிந்து காணப்படும்பொழுது இவைகளின் வழியாகச் சூரியனும் நிலாவும் மங்கலாகத் தெரியும். இவைகள் உருவாகும்போது, சூரியன் அல்லது நிலாவைச்சுற்றி ஒரு ஒளி வட்டம் (corona) காணப்படும். இம்மேகங்களில் உள்ள நீர்த் திவலைகளின் மேல் சூரிய ஒளி விழும்பொழுது ஒளிவிலகல் அடைந்து, இவ் ஒளிவட்டம் உண்டாகிறது. இந்த ஒளிவட்டம் மேகங்கள் நீர்த்திவலைகளால் ஆனவை என்பதை உறுதிப்படுத்து கிறது. மேகங்கள் பனிப்படிகங்களால் ஆனதென்றால் வேறொரு வகையான ஒளிவட்டம் (halos) உண்டாகும் என்று முன்பு பார்த்தோம்.

2. அல்டோகியூமுலஸ் : இவை தட்டையான மேகங்கள். இவை கோட்டுத் தொடுப்பாகவோ அல்லது அலைத் தொடுப் பாகவோ இருக்கும். காற்றின் நிலைப்பாடு மாறும்பொழுது இந்த மேகமும் அல்டோஸ்ட்ரேட்டஸ் மேகமும் ஒன்றாகக் கலந்து விடும்.

7-4. மூன்றாம் வகை மேகங்கள்

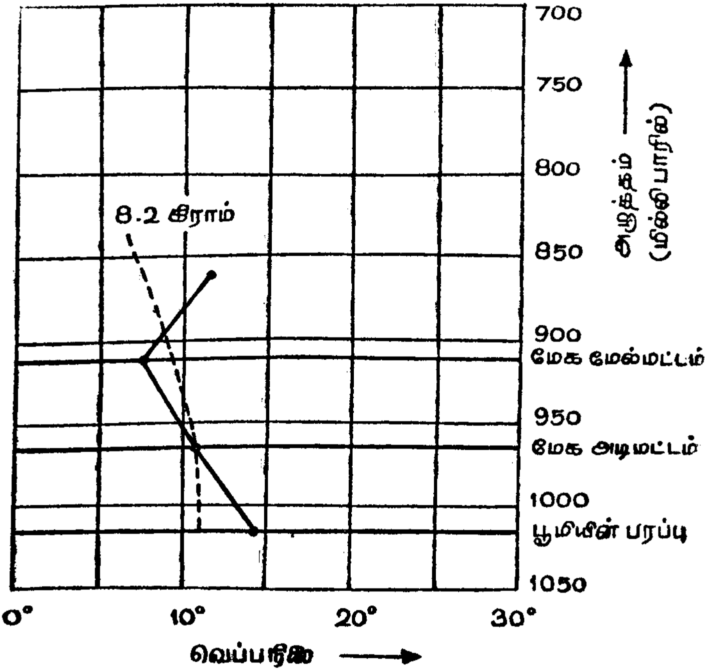
பூமியிலிருந்து சராசரியாகச் சுமார் 6,500 அடி உயரத்திற்குள் இவ்வகை மேகங்கள் காணப்படுகின்றன. இவை பூமிக்கு மிக

அருகிலும் காணப்படும். இம்மேகங்களை மூன்று வகைகளாகப் பிரிக்கலாம். இவை 1. ஸ்ட்ரேட்டோக்யூமுலஸ் (Stratocumulus) (Sc) 2. ஸ்ட்ரேட்டஸ் (Stratus) (St) 3. நிம்போஸ்ட்ரேட்டஸ் (Nimbostratus) (Ns) என்பன ஆகும்.

1. **ஸ்ட்ரேட்டோக்யூமுலஸ்:** இவை மிருதுவான சாம்பல் நிற மேகங்கள். இவை சுருள் சுருளாக, ஒளி பொருந்திய இடைவெளியுடன், பிரிக்கப்பட்டிருக்கும். இவைகளின் ஒவ்வொரு சுருளும், சீராக அமைக்கப்பட்டிருக்கும். இவைகளின் தடிமன் சுமார் 100 அடி முதல், 1,000 அடி வரை இருக்கும். காற்று நிலைப்பாடற்ற நிலையில் இருக்கும்பொழுது, இம்மேகங்கள் தோன்றுகின்றன. துருவப் பகுதியிலிருந்து, புவிநடுக்கோடு வரை, இவை காணப்படும். இவைகளில் அடங்கிய ஒரு சுருள்மேகம் ஆயிரக் கணக்கான சதுர மைல்கள் வரை நிலப்பகுதியிலும், கடற்பகுதியிலும் பரந்திருக்கும். இம்மேகம் வடதிசையிலும் தென் திசையிலும் நூற்றுக்கணக்கான மைல்கள் வரை பரவிக் கிடப்பது மிகச் சாதாரணமாகும்.

2. **ஸ்ட்ரேட்டஸ்:** பூமிக்கு மிக அருகில் மூடுபனிபோல் காணப்படும் மேகம் ஸ்ட்ரேட்டஸ் எனப்படும். இது காற்று நிலைப்பாட்டுடன் இருக்கும்பொழுது, உருவாகிறது. இதுவும் ஸ்ட்ரேட்டோக்யூமுலஸ் மேகத்தைப் போலத் தடிமன் குறைவாகவும், ஆனால் பல ஆயிரக்கணக்கான சதுர மைல்கள் வரை நிலப்பகுதியிலும், கடற்பகுதியிலும் பரந்து கிடக்கும்.

மேற்கூறிய இரு மேகங்களுக்கும் உள்ள வேறுபாடுகள் மிகக் குறைவாகும். இவை வானிலையிலும் அவ்வளவு முக்கியம் வாய்ந்தவை அல்ல. இரு மேகங்களும் புரட்டு வெப்பநிலைப் பகுதிக்குக் கீழே, காற்று அதிக ஈரமாக இருக்கும்போது, உண்டாகின்றன. படம் 7-2-லிருந்து இவைகளைச் சார்ந்த வெப்பநிலை, ஈரப்பதன் முதலியவைகளைப்பற்றித் தெரிந்துகொள்ளலாம். இம்மேகங்களின் உச்சிப் புரட்டு வெப்பநிலைப் பகுதியில் வெட்டப்பட்டிருக்கும். இவைகளின் கீழ்ப்பகுதிகளில் மாறுவீதம் மிக அதிகமாக இருக்கும். மேகப் பகுதியில் இதன் மாறுவீதம், ஈரபாரு வெப்ப முறை மாறுவீதத்தை ஒக்கும். இம்மேகங்களின் கீழே, காற்று நன்குகக் கலக்கப்பட்டிருந்தால், இக்காற்றின் நிறையலகு, ஈரப்பதன் சீராக இருக்கும். அப்பொழுதுள்ள அந்த ஈரப்பதனின் அளவும், அடித்தளத்தில் உள்ள தெவிட்டிய நிறையலகு ஈரப்பதனின் அளவும் சமமாகும். (8·2 கிராம்/கிலோகிராம்).



படம் 7-2

ஸ்ட்ரேட்டஸ், ஸ்ட்ரேட்டோகியூமலஸ் மேகங்களின் வெப்பநிலை—ஈரப்பதன் நிலைகள்

3. **நிம்போஸ்ட்ரேட்டஸ்:** இது அடர்த்தி அதிகமான உருவற்ற மேகமாகும். இதில் புயற்படலம், பனிப்படலம், மழைப்படலம் எனப் பல படலங்கள் உண்டு. இது கருத்த சாம்பல் நிறமாக இருக்கும். இங்கு வீழ்படிவாதல் தொடர்ந்து நடைபெறுகிறது ஆகையால் இதிலிருந்து மழை பெய்துகொண்டே இருக்கும்.

7-4. நான்காம் வகை மேகங்கள்

இவை செங்குத்தாக உருவாகும் மேகங்கள், இவைகளின் சராசரி அதிக உயரம், சிர்ரஸ் மேகத்தின் உயரமாகும். குறைந்த உயரம் சுமார் 1,600 அடியாகும். இவை ஒழுங்கற்ற வடிவங்களைக் கொண்ட பல பகுதிகளாகப் பிரிந்திருக்கும். இவை குவிந்த கூரையை உடைய பண்டபத்தைப் போலவும், கோபுரத்தைப் போலவும் காட்சியளிக்கும். இவை பல தொகுப்புக்களின் கூட்டு

அமைப்பாகும். இத்தொகுப்புகள் அனைத்தும் ஒரே அடிமட்டத்தைக் கொண்டவை. இந்த அடிமட்டத்திற்கு ஆவிச் சுருக்க மட்டம் என்று பெயர். இதன் அடிப்பாகங்கள் கிடைமட்டமாக இருக்கும். இதனை இரண்டு வகைகளாகப் பிரிக்கலாம். 1. கியூமுலஸ் (Cumulus-Cu) 2. கியூமுலோநிம்பஸ் (Cumulonimbus-Cb).

1. **கியூமுலஸ் :** இது மிகவும் அடர்த்தியான தடிமன் நிறைந்த மேகமாகும். இதன் மேற்பரப்பு குவிந்த கூரையைப் போல் அமைந்திருக்கும். இதன் அடிப்பாகம் கிடைமட்டமாக இருக்கும். இம்மேகங்களில் இனிய வானிலையைக் கொடுப்பவையும் உண்டு. புயல், இடிமழை முதலியவற்றை உண்டாக்குகின்ற மேகங்களும் உண்டு. இவைகள் கொந்தளிப்பு, செங்குத்துக் காற்றோட்டம் முதலியவற்றுடன் தொடர்புடையன. இவை வெப்ப மண்டலத்தில் பொதுவாகக் காணப்படுகின்றன. நடுக் குறுக்குக் கோட்டுப் பகுதிகளில் குறிப்பாக வெயிற்காலத்தில் இவை அடிக்கடி தோன்றும், உயர்ந்த குறுக்குக்கோட்டுப் பகுதிகளில் இவை தோன்றுவதில்லை.

கியூமுலஸ் மேகத்தின் ஒரு பிரிவாகிய (Cumulus humilis) எனப்படும் மேகம் இனிய வானிலையைத் தருகிறது. இது முற்பகலில் நிலப்பரப்பின் மேல் தோன்றிப் பிற்பகலில் வளர்ந்து, மாலையில் மறைந்துவிடுகிறது. இது செங்குத்தாக அவ்வளவாக வளர்வதில்லை. கியூமுலஸ் மேகம் செங்குத்தாக வளர்ந்து பெரிதானால் அதற்குக் கியூமுலஸ் கன்ஜெஸ்டஸ் (Cumulus congestus) என்று பெயர். இது காலிஃபிளவர் (cauliflower) அமைப்பைக் கொண்டிருக்கும். இவை இரண்டிலிருந்தும் வீழ்படிவாதல் வெப்பமண்டலத்தில் நடைபெறுகிறது.

2. **கியூமுலோநிம்பஸ் :** இது மிகுந்த நிறையுடைய மேகமாகும். இதன் செங்குத்து வளர்ச்சி மிக மிக அதிகமாகும். இதன் மேற்பாகம் பெரிய மலையைப்போன்றும், உயர்ந்த கோபுரத்தைப் போன்றும் இருக்கும். இதன் உச்சி அகன்று அடி குறுகிக் கொல்லன் உலைக்களத்தில் காய்ச்சிய இரும்பை வைத்து அடிக்கப் பயன்படும் பட்டறைக்கல் (anvil) போன்று இருக்கும். இடி மின்னலுடன் கூடிய கனமழை, கல்மாரி கலந்து பெய்மாரைச்சாலோடு வீசும் புயற்காற்று முதலியன இம்மேகத்தால் உண்டாகின்றன. கியூமுலஸ் மேகம் கியூமுலோநிம்பஸ் மேகமாக மாறும்பொழுது அது கண்ணாடி போன்று ஒளி ஊடுருவும் தன்மை (veil) பெறுகிறது. கியூமுலோநிம்பசுக்கும், கியூமுலஸுக்கும் உள்ள வேறுபாடு இதுவே. இத்தகைய ஒளி ஊடுருவும் தன்மை தோன்றுவது கனமழை பெய்வதற்

கான அறிகுறியாகும். இது பெரும்பாலும் புவிக் குறுக்குக்கோட்டு நடுப்பகுதியில்தான் ஏற்படுகின்றது. இம்மேகத்தின் ஒரு பிரிவாகிய கியூமுலோநிம்பஸ் மம்மட்டஸ் (Cumulonimbus mammatus) என்ற மேகம்தான், புயற்காற்று வீசுவதற்கும் கல்மாரி பொழிவதற்கும் காரணமாகும்.

7-5 மூடுபனி வகைகள்

இரவில் பூமியானது விரைவில் குளிர்ச்சியடைகிறது. ஆகையால் அதனை ஒட்டியுள்ள காற்றுமண்டலமும் குளிர்ச்சியடைகிறது. இதனால், காற்று, பனிநிலை வெப்பநிலையை அடைகிறது. அவ்வாறு குளிர்ச்சியடையும்பொழுது ஆவிச்சுருக்கத்தினால் பனித்துளி (dew) உருவாகிறது. (பனிநிலை 32°-க்கு அதிகமாக இருக்கும்பொழுது) பனிநிலை 32°-க்குக் குறைவாக இருக்கும்பொழுது வெண் உறைபனி (white frost) உண்டாகிறது. பனித்துளி நிறைந்த அளவில் உண்டாகுமானால் அதற்கு மூடுபனி என்று பெயர். இதனைப் பூமியை ஒட்டியிருக்கின்ற மேகம் எனக் கொள்ளலாம். இது இரண்டு வழிகளில் உண்டாகலாம். காற்றின் வெப்பநிலை குறைந்து கொண்டேவந்து பனிநிலையை அடையும்பொழுது பனித்துளிகள் உருவாகும். இம்முறையால் உண்டாகும் மூடுபனிக்குக் காற்றுக் குவியல் மூடுபனி (airmass fog) என்று பெயர். ஒரு சமச் சீரான பரப்பின்மேல் உள்ள காற்று, அப்பரப்புடன் சமநிலை அடைந்து (equilibrium) ஒரு சிறப்பியல்பை அடையுமானால் அதற்குக் காற்றுக்குவியல் (airmass) என்று பெயர்.

தெவிட்டாதநிலையில் இருக்கும் காற்றில், மேலும்மேலும் நீராவி சேருமானால் அது விரைவில் தெவிட்டியநிலையை அடையும். அந்நிலையிலுள்ள காற்றின் வெப்பநிலை பனிநிலைக்குச் சமமாகும். அதனால் பனித்துளிகள் உருவாகும். மூடுபனி உண்டாகும். இவ்வாறு உண்டாகும் மூடுபனிக்கு, முகப்பு மூடுபனி (frontal fog) என்று பெயர். (வெவ்வேறான இரண்டு காற்றுக்குவியல்களைப் பிரிக்கும் எல்லைக்கு முகப்பு (front) என்று பெயர்).

மேற்கூறிய ஒவ்வொரு பிரிவும், பல துணைப் பிரிவுகளாகப் பிரிக்கப்பட்டுள்ளன. பொதுவாக, அமைதியான இலேசான காற்றோட்டம் இருக்கின்றபொழுது, மூடுபனி உண்டாகிறது. நிலப் பகுதியைவிடக் கடற்பகுதியில் அதிக நீராவி இருப்பதால் அப் பகுதியில் மூடுபனி அதிகமாக இருக்கும். வெப்பமண்டலத்தில் மூடுபனி உண்டாவது அரிது.

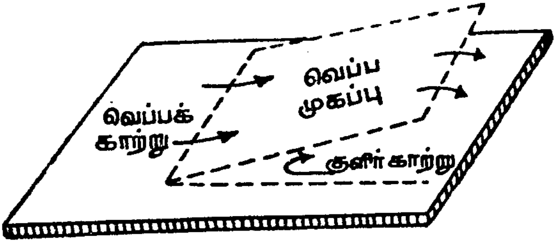
7-6 காற்றுக்குவியல் மூடுபனி

இது ஒரே இயல்புடைய சமநிலைக் காற்றுப் பகுதியிலேயே உண்டாவதாகும். இதை மேலும் நான்கு பிரிவுகளாகப் பிரிக்கலாம். 1. கிடை வெப்பச்சலன மூடுபனி (advection fog): ஈரக் காற்று, குளிர்ச்சியான பரப்புகளின்மேல் கிடைமட்டச் சலனத்தினால் செல்லும்பொழுது, அதன் வெப்பநிலை பனிநிலைக்குக் குறையும். இவ்வாறு வெப்பநிலை குறைதல் வெப்பக்கடத்தல் முறையிலோ, அல்லது பல படலங்களிலுள்ள காற்று ஒன்றோடொன்று கலப்பதாலோ உண்டாகிறது. இதற்குக் கடல் மூடுபனியை (sea fog) உதாரணமாகச் சொல்லலாம். 2. கதிர்வீச்சு மூடுபனி (radiation fog); இதற்கு உதாரணமாகக் கதிர்வீச்சுத் தரை மூடுபனியைக் (radiation ground fog) கூறலாம். குளிர்ந்த நிலப் பரப்பின்மேல் உள்ள காற்று வெப்பக்கடத்தல், வெப்பக் கதிர்வீசல் முறைகளால் குளிர்ந்து இம் மூடுபனி உண்டாகிறது. இதில் கிடைவெப்பச் சலனமோ அல்லது வேறு இயக்கமோ ஏற்படுவதில்லை. ஆனால் பெருமளவு மூடுபனி ஏற்படவேண்டுமானால் அதற்கு ஒருவகையான காற்றுக் கலவை அவசியம். இக்கலவை பெரிதும் புவிசுர்ப்பினால் உண்டாகிறது. ஆகையால் இது பள்ளங்களிலும், பள்ளத்தாக்குகளிலும் மிக அதிகமாக உருவாகும். ஏனெனில் இப் பகுதிகளில்தான் குளிர்ந்த, கனமான காற்று மிகுதியாகச் சேரும். 3. நீராவி மூடுபனி (steam fog): இது குளிர்ந்த காற்று வெப்பமான நீர்ப் பரப்பைக் கடந்துசெல்லும்பொழுது, நீரிலுள்ள நீராவி காற்றுக்கு மாற்றப்படுவதால் உண்டாகிறது. இது, காற்று குளிர்ச்சியடைவதால் உண்டாவதல்ல. ஆனால் நீராவி காற்றில் மேலும் சேர்வதால் உண்டாகிறது. குளிர்காலத்தில் நாம் மூச்சை வெளிவிடும்போது தோன்றும் பனி இதற்கு உதாரணமாகும். 4. ஏற்றச்சரிவு மூடுபனி (up-slope fog): இது காற்று ஏற்றச் சரிவில் வேகமாகச் செல்லும்போது, விரிவடைவதால் குளிர்ந்து உண்டாவதாகும்.

7-7 முகப்பு மூடுபனி

இது பொதுவாகக் காற்றின் வெப்பநிலையைக் குறைக்காமல் காற்றில் நீராவியை மேலும்மேலும் சேர்ப்பதால் அது தெவிட்டிய நிலையை அடைந்து, உண்டாவதாகும். காற்று இரண்டுவழிகளில் தெவிட்டியநிலையை அடையும். 1. எதிரெதிராக இரண்டு காற்றோட்டங்கள் ஏற்படும்போது, அவற்றின் இடையே உள்ள காற்று மேலே தூக்கப்படுகிறது. மேலே தூக்கப்பட்ட காற்று மாறு வெப்ப முறையில் விரிவடைவதால், குளிர்ச்சியடைகிறது. அப்பொழுது அது தெவிட்டியநிலையை அடையும். 2. வெப்பமான காற்றின் முகப்பின் (warm front) மேல் மழை பெய்யும்பொழுது, அது அம்

முகப்பின் அடியிலுள்ள அல்லது பூமியை ஒட்டியுள்ள குளிர்ந்த காற்றுப் படலத்தைக் கடந்துசெல்லுகிறது (படம் 7·3). மழைத்



படம் 7·3
முகப்பில் மூடுபனி

துளிகள் வெப்பப் பகுதியினால் ஆவியாகிக் குளிர்காற்றைத் தெவிட்டியநிலைக்குக் கொண்டுவருகிறது. பின்பு மூடுபனி உண்டாகிறது. இதேபோல, குளிர்காற்று முகப்பின் பின்புறமும் மூடுபனி உண்டாகும். மேற்கூறிய முறைகளில், மூடுபனி 2 அல்லது 3 மணி நேரத்திற்குள் உருவாகிவிடும். இது மற்ற இடங்களுக்கும் மிக வேகமாகப் பரவும்.

7·8 மூடுபனியை விலக்குதல்

பூமியை ஒட்டி அருகில் உள்ள மூடுபனி, விமானங்கள் பூமியை விட்டு மேலே புறப்படுவதற்கும், பூமியில் இறங்குவதற்கும் பெரும் தடையாக அமைகிறது என்று பார்த்தோம். இம் மூடுபனியைச் செயற்கை வழிகளில் குறைத்து, அதனால் ஏற்படும் தொல்லைகளை நீக்கலாம். விமானம் ஆபத்தில்லாமல் பூமியிலிருந்து விண்ணில் ஏறவோ அல்லது இறங்கவோ குறைந்தது 1,600 முதல் 3,250 அடி நீளமும், 100 முதல் 160 அடி அகலமும், 30 முதல் 65 அடி வரை ஆழமும் உள்ள விண்வெளிப்பகுதி மூடுபனியற்றுச் சுத்தமாக இருக்கவேண்டும். இப்பகுதிகளில் மூடுபனி இருந்தால் அதை அகற்றவேண்டும். காற்றோட்டம் தொடர்ந்து இருக்கும் வானத்தில் மேற்கூறப்பட்ட அளவு இடத்தில் மூடுபனியை முற்றிலும் அகற்றவேண்டுமானால் விநாடிக்கு 70,000 கனஅடி மூடுபனி வீதம் விரைவாக அகற்றவேண்டும். இவ்வாறு நீக்குவதற்கு மூன்று வழிகள் இருக்கின்றன. 1. அந்தப்பகுதியை வெப்பமாக்குதல் 2. அப்பகுதியிலுள்ள காற்றின் ஈரத்தை இரசாயன முறையில் நீக்குதல் 3. மின்னூட்டமுற்ற பொருள்களை மூடுபனியில் தூவுதல். ஆனால் இம்முறைகளால் மூடுபனியைப் போக்குவதற்கும் பணச் செலவு அதிகமாகும். பெருமளவு பரப்பிலுள்ள மூடுபனியைக் குறைந்த செலவில், போக்குவது என்பது மிகக் கடினமானதொன்றாகும்.

8. காற்றுக்குவியலும் காற்று முகப்பும் (Air masses and Air front)

ஒரே சீரான ஒரு நிலப்பரப்பின்மேல் காற்றுப் பரந்திருப்பதாக வைத்துக்கொள்வோம். இந்த நிலை பல நாட்கள் நீடித்தால் அந்தப் பரப்பும் அதன் மேல் உள்ள காற்றும் சமநிலையை (equilibrium) அடையும். சமநிலை என்ற வார்த்தையைச் சரியாக வரையறுக்கமுடியாது. இவ்விடத்தில் இதன் பொருள், ஒரு பரப்பின் மேல் உள்ள காற்றுமண்டலத்தின் வெப்பநிலை, ஈரப்பதன் முதலியன ஒரு குறிப்பிட்ட நிலை அடைந்தபின்பு, நேரம் ஆக ஆக அதிக மாற்றம் அடைவதில்லை, என்பதேயாகும். பரப்பு வெப்பமாக இருந்தால், அதன்மேல் உள்ள காற்றும் வெப்பமடைகிறது. இக்காற்று, அப்பரப்பின் வெப்பத்தைப் பல ஆயிரம் அடி வரை எடுத்துச்செல்கிறது. பரப்புக் குளிர்ச்சியாக இருந்தால், அதன் மேல் உள்ள காற்றும் குளிர்ச்சியடைகிறது. இதனால் காற்றின் கீழ்ப்பகுதியிலிருக்கும் வெப்பம் நீக்கப்படுகிறது. பரப்பு ஈரமாக இருந்தால் அதன் மேலுள்ள காற்றும் ஈரத்தை எடுத்துக்கொள்ளும் பரப்பு உலர்ந்திருப்பின், காற்று ஈரத்தை இழந்துவிடும். இது போல்; சூழ்நிலைக்கேற்றவாறு, பரப்பும் அதன் மேலுள்ள காற்றும் சமநிலையடைகின்றன. இவ்வாறு சமநிலையடைந்த காற்றுக்குக் காற்றுக் குவியல் (Air mass) என்று பெயர். இந்நிலையை அடைய சில நாட்கள் முதல் சில வாரங்கள் வரை ஆகும். எந்தப் பரப்பின் மேல் காற்று சமநிலை அடைகிறதோ அதற்கு மூலப்பகுதி (Source region) என்று பெயர்.

8-1. காற்றுக்குவியலின் இயல்புகள்

காற்றுக்குவியலின் வானிலை இயல்புகள் இரண்டு காரணிகளைப் பொறுத்தது. ஒன்று, அதன் செங்குத்து வெப்பநிலைப் பங்கீடு மற்றொன்று, அதன் ஈரத்தின் அளவு. காற்றுக்குவியல் வெப்பமானதா அல்லது குளிர்ந்ததா என்பதையும், காற்றின் நிலைப்பாட்டையும் செங்குத்து வெப்பநிலைப் பங்கீடு காட்டுகிறது. காற்றின்

நிலைப்பாட்டிற்கும், காற்றுக் குவியலின் செங்குத்து இயக்கத்திற்கும் நெருங்கிய தொடர்பு இருப்பதால், ஈரப்பதனின் பங்கீட்டு முறையையும் அறியலாம். இதிலிருந்து ஆவிசுருக்கம், வீழ்படிவாதல் முதலியவற்றின் தன்மைகளையும் தெரிந்துகொள்ளலாம். உதாரணமாக வெப்பமான பரப்பில் குளிர்ந்த காற்றுச் செல்லுமானால், அக்காற்றின் கீழ்ப்பகுதியில் வெப்பநிலை மாறுவீதம் மிகையாக இருக்கும். இதனால் காற்றின் நிலைப்பாடு குறைந்துவிடுகிறது. அப்பொழுது அமைதியற்ற வானிலை உருவாகிறது. குளிர்ந்த பரப்பில் வெப்பமான காற்றுச் செல்லுமானால், வெப்பநிலை மாறுவீதம் குறைவாக இருக்கும். இதனால் காற்றின் நிலைப்பாடு அதிகமாகிறது. அப்பொழுது அமைதியான வானிலை உருவாகிறது. இதிலிருந்து காற்றுக்குவியல்கள் எவ்வாறு வானிலையைப் பாதிக்கின்றன என்பதை அறியலாம்.

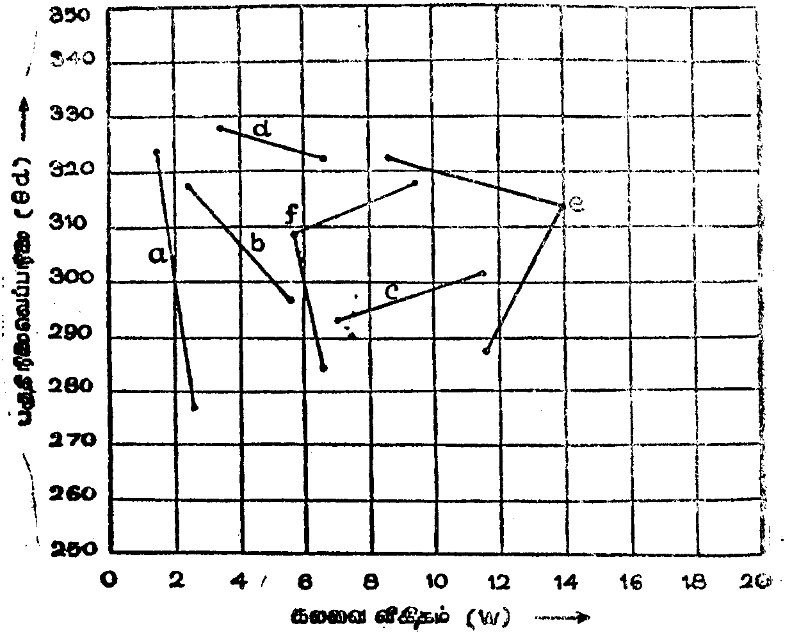
காற்றுக்குவியல் சமநிலை அடைந்தவுடன், அதன் மூலப்பகுதியோடு ஒன்றி இருப்பதில்லை. ஏனெனில், காற்றுமண்டலத்தில் இயக்கம் ஏற்படவேண்டியது மிக அவசியமாகையால், காற்றுக் குவியல் அதன் மூலப்பகுதியைவிட்டு வெளியேறுகிறது. பெரும் பரப்பளவைக்கொண்ட இக்குவியல் மிக மெதுவாகவே நகருகிறது. அப்பொழுது அது செல்லும் வழிகளிலுள்ள இடங்களின் வெப்பநிலைகளும் மிக மெதுவாகவே மாறுதல் அடைகின்றன. மாறுதல்களும் மிகக் குறைந்த அளவில்தான் ஏற்படுகின்றன. ஆனால் வெவ்வேறு குணங்களுடைய இரண்டு காற்றுக்குவியல்கள் சந்திக்கும் பகுதிகளில் மாறுதல்கள் இன்னும் சற்று வேகமாக ஏற்படுகின்றன.

காற்றுக்குவியலின் சிறப்பு என்னவென்றால், அது பல ஆயிரக் கணக்கான மைல்கள் அதன் மூலப்பகுதியை விட்டுச்சென்றாலும், அதன் இயல்புகள் (குறிப்பாக வெப்பநிலையும், ஈரப்பதனும்) மூலப் பகுதியின் இயல்புகளிலிருந்து அவ்வளவாக மாற்றம் அடைவதில்லை. உதாரணமாக கனடாவின நடுப்பகுதி குளிர்காலத்தில் பனியில் (snow) மூடப்பட்ட ஒரு குளிர் மூலப்பகுதியாகும். ஆகையால் அதன் மேலுள்ள காற்றுக் குளிர்ச்சியடைகிறது. இதனால் அதன் நிலைப்பாடு அதிகமாகிறது. மூலப்பகுதியிலிருந்து மிக உயரத்தில் உள்ள காற்று இதனால் பாதிக்கப்படுவதில்லை. ஆகையால் மூலப்பகுதிக்கும், மிக உயர்ந்த பகுதிக்கும் இடையே குளிர்ந்த காற்றுக்குவியல், உருவாகிறது. பின்பு காற்றோட்டம் ஏற்படும்பொழுது, இந்தக் குளிர்ந்த காற்றுக்குவியல், பல ஆயிரக் கணக்கான மைல்கள் தொலைவிலுள்ள பல இடங்களுக்குச் செல்கிறது. இவ்வாறு நெடுந்தொலைவு சென்றாலும் இதன் இயல்பு

அவ்வளவாக மாறுபடுவதில்லை. அதனால் அது சென்று சேரும் இடங்களில் குளிர்ந்த நிலையை உண்டாக்குகின்றது.

8-2. காற்றுக்குவியலை விளக்கும் முறை

ஒரு காற்றுக்குவியல், குளிர்ச்சியாக இருக்கிறதா அல்லது வெப்பமாக இருக்கிறதா என்பதையும், உலர்ந்ததாக இருக்கிறதா



a மிகை நிலைப்பாடு காற்றுப்படலம்
b மிதமான நிலைப்பாடு காற்றுப்படலம்
c நிலைபாடற்ற காற்றுப்படலம்
d சலன நிலைப்பாடற்ற காற்றுப்படலம்
e முழுகுப் புரட்டல்
f முகப்புப் புரட்டல்

படம் 8-1
ராஸ்பி வரைப்படம்

அல்லது ஈரமாக இருக்கிறதா என்பதையும் கொண்டு அதனைப் பல வகைகளில் விளக்கலாம். இக்குவியலின் ஒவ்வொரு படலத்தினுடைய ஈரத்தன்மை, உலர்ந்த தன்மை, குளிர்ந்த தன்மை, வெப்பத்தன்மை ஆகியவைகளைச் சரிவரத் தெரிந்துகொண்டால் தான் விளக்குவதும் துல்லியமாக இருக்கும். இத்தன்மைகளைப் பல

வரைப்படங்களின் உதவியால் அறியலாம். பகுதிநிலை வெப்ப நிலைக்கும், கலவை விகிதத்திற்கும் (mixing ratio) வரையப்பட்ட வரைப்படத்திற்கு ராஸ்பி வரைப்படம் (Rossby diagram) என்று பெயர். இணைமாற்றுநிலை வெப்பநிலைக் கோடுகளையும் இந்த வரைப் படத்துடன் சேர்த்தால், காற்றுக்குவியலின் பல முக்கிய குணங் களை அறியலாம். இவற்றை மற்ற காற்றுக்குவியலின் இயல்பு களுடன் ஒப்பிடலாம். மேலும் இவ்வரைப்படங்களின் உதவியால் காற்றின் நிலைப்பாட்டையும், முகப்பையும் (fronts) அறியவோ, தடல்லாமல் புரட்டிய வெப்பநிலைப் பகுதிகளையும் சரிவரத் தெரிந்து கொள்ளலாம்.

படம் 8-1-ல் காற்றுக்குவியலின் சில சிறப்புக்கள் விளக்கப் பட்டுள்ளன. a-என்ற கோட்டின் பகுதியில் நிலை வெப்பநிலை, உயரச் செல்லச் செல்ல மிக வேகமாக அதிகமாகிறது ஆகையால் இக் காற்றுப்படலத்தின் நிலைப்பாடு மிக அதிகமாகும். b-என்ற கோட்டின் பகுதியில் நிலை வெப்பநிலை உயரத்திற்கேற்ப மிக அதிக மாக மாறுவதில்லை. இப்பகுதியில் உள்ள காற்றுப்படலம் மிதமான நிலைப்பாட்டை உடையதாகும். c-என்ற பகுதியில் நிலை வெப்ப நிலை உயரச் செல்லச் செல்லக் குறைகிறது. இது அப்பகுதி யிலுள்ள நிலைப்பாடற்ற காற்றுப்படலத்தைக் குறிக்கிறது. d-என்ற பகுதியில், உலர்ந்த காற்றின் நிலை வெப்பநிலை உயரச் செல்லச் செல்ல அதிகமாகிறது. ஆனால் இணைமாற்று நிலை வெப்ப நிலை குறைகிறது. இது காற்றுப்படலம் வெப்பச்சலன முறை யால் நிலைப்பாடற்ற நிலையை அடையும் என்பதைக் குறிக்கிறது. அதாவது காற்றுப்படலம் மிக உயரமான பகுதிக்குச் செல்லும் பொழுது நிலைப்பாடற்ற நிலையை அடைகிறது.

மிக உயர்ந்த பகுதியிலிருந்து வெகுதூரம்கடந்து கீழ்ப்பகுதிக்கு காற்று வரும்பொழுது, அதனுடன் நிலை வெப்பநிலையையும் எடுத்து வருகிறது. அதன் ஒப்பு ஈரப்பதன் குறைந்தாலும் கலவை விகிதம் மாறாமல் இருக்கிறது. தொடக்கத்தில் காற்று மூழ்கும் போது கலவைவிகிதம் மிகக் குறைவாக இருக்குமாதலால், கீழ்ப் பகுதியை அடையும்பொழுது, அது வெப்பமாகவும், உலர்ந்தும் இருக்கும். அதனால்தான் இப்பகுதிகளில் உயரச் செல்லச் செல்ல நிலை வெப்பநிலை அதிகமாகிறது. ஆனால் கலவைவிகிதம் குறை கிறது. இதற்கு முழுகுப்புரட்டல் (subsidence inversion) என்று பெயர். (படத்தில் e என்ற கோடு) f-என்ற பகுதியிலுள்ள காற்று படலத்தில் நிலை வெப்பநிலை, கலவைவிகிதம் இவை இரண் டும் உயரச் செல்லச் செல்ல அதிகமாகின்றன. இதற்கு முகப்புப் புரட்டல் (frontal inversion) என்று பெயர். காற்று நன்றாகக் கலந்

திருந்தால், அந்தக் காற்றுப்படலத்தின் நிலை வெப்பநிலையும், கலவைவிகிதமும் மாறாமல் நிலையாக இருக்கும். அப்பொழுது அதனை மிகச் சிறிய கோட்டினால் குறிக்கலாம். உதாரணமாக b-என்ற கோடு 1 000 மீட்டர் தடிமன் உள்ளது. இதிலுள்ள காற்று நன்றாகக் கலக்கப்பட வேண்டுமானால், அக்காற்றுப்படலம் முழுவதையும் ஒரு புள்ளியால் குறிக்கலாம். இப்புள்ளி அக்கோட்டின் அடித்தளத்திற்கும் மேல்பகுதிக்கும் இடையே இருக்கும். காற்று நன்றாகக் கலக்கப்படவில்லையென்றால், அதனைக் குறிக்கும் கோடுகளின் நீளமும் அதிகமாக இருக்கும்.

8 3. காற்றுக் குவியலின் மூலப்பகுதிகள்

காற்றுக் குவியல் உருவாகும் பரந்த நிலப்பரப்பை மூலப்பகுதி என்று கூறுகிறோம். இலட்சிய மூலப்பகுதி (ideal source region) என்பது ஒரே சீரான பரப்பைக் கொண்டிருக்க வேண்டும். அதன் மேல் இருக்கும் காற்று, புயல் எதிர்க்காற்றின் (anticyclones) இயல்பைக் கொண்டிருக்க வேண்டும். அதாவது அது இலேசாகவும், விரிந்து செல்லும் தன்மையையும் உடையதாய் இருக்கவேண்டும். சீரற்ற நிலப்பரப்போ அல்லது நிலப்பரப்பும், கடற்பரப்பும் சேர்ந்த பகுதியோ மூலப்பகுதிக்கு உகந்தவையல்ல. மேலும் மூலப் பகுதியின் மேலுள்ள காற்று புயற்காற்றின் இயல்பை உடையதாய் இருக்கக்கூடாது. ஏனெனில் இவ்வகையான காற்று மிகை வெப்பநிலைச் சரிவை உண்டாக்கும், அதனால் சமநிலை அடைதல் மிகவும் கடினமாகும்.

மேற்கூறிய இயல்புகளை உடைய மூலப்பகுதிகள் பூமியில் பல இருக்கின்றன. கனடாவின் நடுப்பகுதி ஒரு மூலப்பகுதியாகும். சைபீரியாவின் உட்பகுதி சகாராப் பாலைவனம் (கோடைக் காலத்தில் பனி மூடிய ஆர்க்டிக் சமவெளி (குளிர் காலத்தில்) வெப்ப மண்டலம், துணை வெப்ப மண்டலம் ஆகியவைகளின் கடற்பகுதிகள் முதலியன மூலப்பகுதிக்கு உதாரணங்களாகும்.

மூலப்பகுதி அதன் மேலுள்ள காற்றைவிட அதிக வெப்பநிலையில் இருந்தால், வெப்பச் சலனமுறையால் காற்று மிக வேகமாகக் கலக்கும். அப்பொழுது இரண்டு அல்லது மூன்று நாட்களில் சமநிலை உண்டாகும். மூலப்பகுதி, காற்றைவிடக் குறைந்த வெப்பநிலையிலிருந்தால் கலக்கும் முறை மிக மெதுவாக நடைபெறுகிறது. அப்பொழுது சமநிலை அடைய ஒரு வாரம் முதல் இரண்டு வாரங்கள் வரை ஆகும்.

முக்கியமான மூலப்பகுதிகளை நிலப்பரப்பு, கடற்பரப்பு, புவிக் குறுக்குக்கோடு ஆகியவைகளுக்கேற்பப் பின்வருமாறு பிரிக்கலாம்.

பரப்பு	குறுக்குக் கோடு
நிலப்பரப்பு	ஆர்க்டிக் பகுதி துருவப் பகுதி
கடற்பரப்பு	வெப்பமண்டலப் பகுதி
	புவி நடுக்கோட்டுப் பகுதி (நிலைபாடற்ற காற்றை உடையது)

ஆர்க்டிக் பகுதிகளில் உள்ள மூலப்பகுதிகள்தான் எல்லாவற்றிலும் மிகக் குளிர்ந்ததாகும். இது எப்பொழுதும் பனியாலும், பனிக் கட்டிகளாலும் மூடப்பட்டிருக்கும். துருவப்பகுதியில் உள்ள மூலப் பகுதிகள் துணை வெப்பமண்டல ஏற்றங்களுக்கும் (highs) ஆர்க்டிக் மூலப்பகுதிகளுக்கும் இடையே உள்ளன. (இவ்விடத்தில் மட்டும் துருவப்பகுதி என்பது புவியியல் முனைகளைச் சுற்றியுள்ள பகுதியை குறிக்காது என்பதை அறியவும்). வெப்பமண்டல மூலப்பகுதிகள், துணை வெப்பமண்டல ஏற்றங்களுக்கும் புவி நடுக்கோட்டு மூலப் பகுதிகளுக்கும் (வியாபாரக் காற்றின் இரு பகுதிகளும் அடங்கிய பகுதி) இடையே இருப்பவையாகும். முதன் முதலில் 1928-ல் மூலப்பகுதிகளை இவ்வாறு பொதுவாகப் பிரித்தவர் பெர்ஜெரான் (Bergeron) என்பவர் ஆவார்.

8-4. காற்றுக்குவியலின் பிரிவுகள்

(காற்றுக்குவியல்கள் அவைகளின் சிறப்பியல்புகளை அவற்றின் மூலப்பகுதியிலிருந்துதான் பெறுகின்றன. ஆகையால், இவைகள் மூலப்பகுதிகளின் இயல்புகளை அடிப்படையாகக்கொண்டு பிரிக்கப் படுகின்றன. இவைகளை உயர்ந்த குறுக்குக்கோட்டுப் பகுதி அல்லது துருவப்பகுதிக் (polar) காற்றுக்குவியல் என்றும், குறைந்த குறுக்குக் கோட்டுப் பகுதி அல்லது வெப்பமண்டலக் (tropical) காற்றுக்குவியல் என்றும் இரண்டு பெரும் பிரிவுகளாகப் பிரிக் கலாம். இவை முறையே P-என்றும் (polar என்ற வார்த்தையின் முதல் எழுத்து) T-என்றும் (tropical என்ற வார்த்தையின் முதல் எழுத்து) குறிக்கப்படுகின்றன) ஏனெனில் இந்த இரண்டுபகுதி களில்தான் சீரான பரப்பும், மெல்லிய காற்றோட்டமும் உள்ளன. வெப்பமண்டலம் என்று மேலே குறிப்பட்டதில் துணை வெப்ப மண்டலமும் அடங்கும். குறுக்குக் கோட்டின் நடுப்பகுதிகள் சீரற்ற பரப்பும், புயற்காற்றும் உடையனவாய் இருப்பதால் இங்கு காற்றுக்குவியல் உருவாவது அரிதாகும். மேற்கூறிய இரண்டு

பிரிவுகளிலும் (P. T), ஆர்க்டிக் பகுதியிலும், புவிநடுக்கோட்டுப் பகுதியிலும் உள்ள காற்றுக்குவியல்கள் சேர்க்கப்படவில்லை. பிரிவை எளிதாக்க, நிலைப்பாடற்ற புவிநடுக் கோட்டுக் காற்று இதில் சேர்க்கப்படவில்லை. ஆர்க்டிக் பகுதியிலுள்ள காற்றுக் குவியலும், துருவப் பகுதியிலுள்ள காற்றுக்குவியலுடன் சேர்க்கப்பட்டு P-என்று அழைக்கப்படுகிறது.

P- பிரிவையும் T பிரிவையும் மேலும் சில துணைப்பிரிவுகளாகப் பிரிக்கலாம். காற்றுக்குவியல் கடல் பரப்பில் உருவானால் அதனைக் கடல் காற்றுக்குவியல் (Maritime airmass) என்றும், நிலப்பகுதியில் உருவானால் அதனை நிலக்காற்றுக்குவியல் (Continental air mass) என்றும் அழைக்கிறோம். இவைகள் முறையே *m*-என்றும் (maritime என்ற வார்த்தையின் முதல் எழுத்து) *c*-என்றும் (continental என்ற வார்த்தையின் முதல் எழுத்து) குறிக்கப்படுகின்றன. நிலக்காற்றுக்குவியல் (*c*) சமநிலை அடைந்தவுடன், கடல்பகுதியை அடையுமானால், அது மிக வேகமாகக் கடல் காற்றுக்குவியலாக மாறிவிடும். ஏனெனில், கடல் நீரின் ஆவியானது பெருமளவில் உலர்ந்த காற்றில் கலக்கிறது. ஆனால், கடல்காற்று குவியல் நிலப்பரப்பை அடையுமானால் மிக மிக மெதுவாகத்தான் நிலக்காற்றுக் குவியலாக மாறும். ஏனெனில் கடல்காற்றுக் குவியலிலுள்ள நீராவியைப் போக்க தேவையான சூழ்நிலை, நிலப்பரப்பில் அமைவதில்லை.

8 3 என்ற பகுதியில் மூலப்பகுதிகளின் பிரிவைப் பார்த்தோம். இத்துடன் P, T, *c*, *m* என்ற பிரிவுகளையும் சேர்த்து, முக்கியமான காற்றுக் குவியலைப் பின்வரும் நான்கு பகுதிகளாகப் பிரிக்கலாம :-

1. துருவப் பகுதியின் கடற்காற்றுக் குவியல் (*m*P)
2. துருவப் பகுதியின் நிலக்காற்றுக் குவியல் (*c*P)
3. வெப்ப மண்டலக் கடற்காற்றுக் குவியல் (*m*T)
4. வெப்ப மண்டல நிலக்காற்றுக் குவியல் (*c*T)

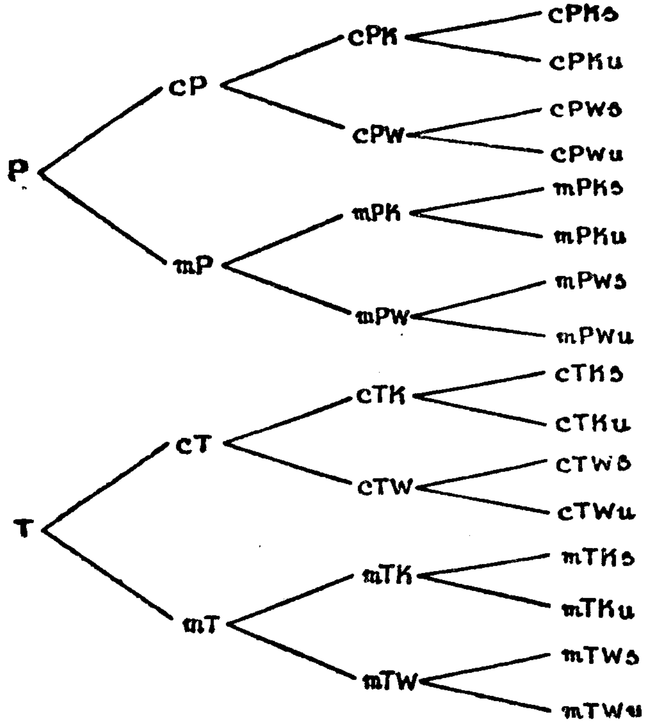
காற்றுக் குவியலின் மாறுதல்கள்: ஒரு குறிப்பிட்ட இடத்திலுள்ள காற்றுக் குவியலின் குணங்கள், அதன் மூலப்பகுதியின் இயல்புகளை மட்டும் பொருத்ததல்ல. அது அதன் மூலப்பகுதியை விட்டு, இந்த இடத்திற்கு வரும் பொழுது, வழியில் என்னென்ன

மாற்றங்களை எந்தெந்த வகைகளில் அடைந்திருக்கிறது என்பதையும் பொறுத்ததாகும். மாற்றங்கள் இரண்டு வகைகளில் உண்டாகின்றன. முதலாவது வகைக்கு, வெப்ப இயக்கமாற்றங்கள் (thermodynamic modifications) என்று பெயர். இவை காற்றுக் குவியலின் கீழ்ப்பகுதிக்கும், அது நகரும் பரப்பிற்கும் இடையே வெப்பமாற்றம் ஏற்படுதலால் உண்டாகிறது. இம்முறையால் காற்றுக்குவியல் அடையும் மாறுதல்கள், அது கடந்த பரப்புகளின் இயல்புகள், அது கடந்து செல்வதற்கு ஆன கால அளவு, முதலியவைகளைப் பொறுத்ததாகும். கீழ்ப்பகுதி காற்றுக் குவியலின் வெப்பநிலை அது நகரும் பரப்பின் வெப்பநிலையைவிடக் குறைவாக இருந்தால் அது வேகமாக வெப்பமடையும். அதாவது வெப்ப மாறுவீதம் அதிகமாகும். அதனால் காற்றின் நிலைப்பாடும் குறைந்து விடும். இந்நிலை, வெப்பமடைந்த காற்று மேலே சென்று, பின்பு ஆவிச்சுருக்கம், வீழ்படிவாதல் முதலியவை நடைபெறுவதற்கு பெரிதும் துணைபுரிகிறது. மாறாக, காற்றுக் குவியலின் வெப்பநிலை அது நகரும் பரப்பின் வெப்பநிலையைவிட அதிகமாக இருக்குமானால், அது குளிர்ச்சியடையும். இதனால் காற்றின் நிலைப்பாடு அதிகமாகும். ஆகையால் ஆவிச்சுருக்கம் வீழ்படிவாதல் முதலியன நடைபெறுவது பெரிதும் தடைபடுகிறது. இதிலிருந்து, பொதுவாகத் துருவக் காற்றுக் குவியல் முதல் வகையிலும், வெப்பமண்டலக் காற்றுக் குவியல் இரண்டாம் வகையிலும், மாறுதல் அடைகின்றன என்பதையும் அறியலாம்.

காற்றுக் குவியல் அது நகரும் பரப்பை விட வெப்பமாக இருந்தால் அது W (warm என்ற வார்த்தையின் முதல் எழுத்து) என்று குறிப்பிடப்படுகிறது. காற்றுக் குவியல் அது நகரும் பரப்பை விடக் குளிர்ந்திருந்தால் அது K [Kalt (cold)] என்ற வார்த்தையின் முதல் எழுத்து) என்று குறிக்கப்படுகின்றது. காற்றுக் குவியல்களை மேற்கூறிய மாற்றங்களையும் சேர்த்துப் பின்வருமாறு குறிக்கலாம். துருவப்பகுதியின் கடற் காற்றுக்குவியல் (*mp*), அது நகரும் பரப்பைவிடக் குளிர்ந்திருந்தால், அதனை *mp* K என்று குறிக்கலாம். வெப்பமாக இருந்தால் அதனை *m* PW என்று குறிக்கலாம். அதே போல மற்ற காற்றுக் குவியல்களைக் குறிக்கும் அடையாளமும் மாறுபடும்.

காற்றுக் குவியல் மாற்றமடையும் மற்றொரு விதத்திற்கு எந்திரவியல் காற்றுக்குவியல் மாறுபாடுகள் (mechanical airmass modifications) என்று பெயர். இவை உராய்வு விசையால் ஏற்படும் கொந்தளிப்பு, காற்றின் செங்குத்துப் பகுதிகளில் ஏற்படும் வெப்பநிலை வித்தியாசங்கள், ஆகியவைகளினால் ஏற்படுகின்றன. இம்முறைகளால், வெப்பமும் நீராவியுடன் நிலப்பரப்

குவியல் பெரும் மாறுதல்களை அடைகிறது. ஆனால் காற்று, கிடைமட்டமாக விரிதலாலும், குவிதலாலும், காற்றுக் குவியலிலிருந்து மிக உயர்ந்தபகுதிகளுக்கு மாற்றப்படுவதால், காற்றுக்



P — துருவப்பகுதி (Polar) W — வெப்பம் (Warm)
T — வெப்பமண்டலம் (Tropical) K — குளிர் (Kalt or cold)
m — கடல் பகுதி (Maritime) *s* — நிலைப்பாடு (Stable)
c — நிலப் பகுதி (Continental) *u* — நிலைப்பாடற்ற (Unstable)

ஒரு பரப்பின் மிகுந்த வெப்பநிலை, நிறைந்த ஈரம் ஆகிய இவை இரண்டு குணங்களாலதான் *m*P, *c*P காற்றுக் குவியல்கள் வேறுபடுகின்றன. வெப்பமண்டல நிலக்காற்றுக் குவியல் *c*T எப்பொழுதும் உயர்ந்த வெப்பநிலையிலிருக்கும். வெப்பமண்டலக் கடற்காற்றுக் குவியல் *m*T அதிக ஈரம் நிறைந்ததாய் இருக்கும்.

படம் 8-2

பதினாறு வகை காற்றுக் குவியல்

ஏற்படும் மாற்றங்களே மிகவும் முக்கியம் வாய்ந்தவையாகும். ஓரிடத்திலிருந்து எல்லா திசைகளிலும் கிடைமட்டமாகக் காற்று விரிந்து செல்லும்பொழுது உயர்ந்த பகுதியிலுள்ள காற்று

அவ்விடத்தை அடைகிறது. இதனால் உயர்ந்த பகுதியிலுள்ள காற்றின் நிலைப்பாடு அதிகமாகிறது. இது, ஆவிச்சுருக்கம், வீழ்படிவாதல் முதலியன நடைபெறுவதைத் தடைசெய்கிறது. பல பகுதிகளிலிருந்தும் ஓரிடத்தைச் சுற்றிக் காற்றுக் குவிந்து வரும்பொழுது அவ்விடத்திலிருக்கும் காற்று மிக உயரமான பகுதிக்குத் தள்ளப்படுகிறது. இதனால் உயர்ந்த பகுதியிலுள்ள காற்றின் நிலைப்பாடு பெரிதும் குறைகிறது. இது ஆவிச்சுருக்கம், வீழ்படிவாதல் முதலியன உண்டாவதற்கு உதவுகிறது.

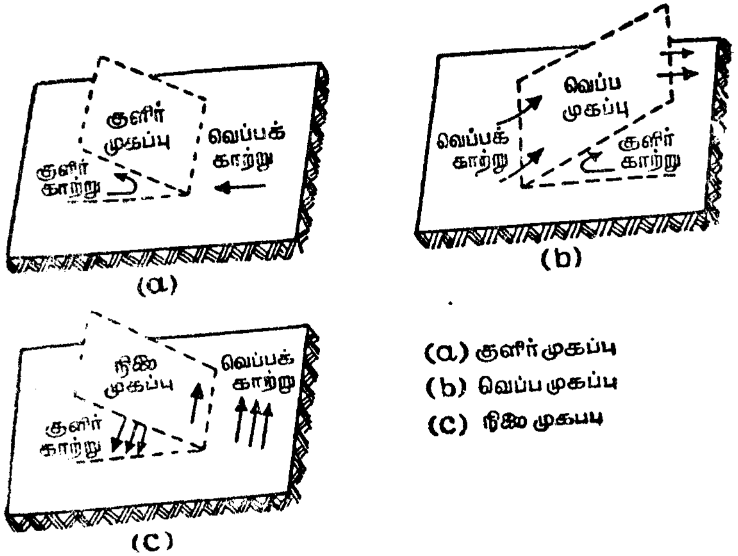
மேற்கூறிய முறைகளால் ஏற்படும் காற்றின் நிலைப்பாடற்ற தன்மையையும், காற்றுக் குவியலின் இயல்புகளோடு சேர்த்தல் வேண்டும். உயர்ந்த பகுதியில் உள்ள காற்று நிலைப்பாடு உடையதாயின் அதை *s* (stable என்ற வார்த்தையின் முதல் எழுத்து) என்றும், நிலைப்பாடற்றதாயின் அதை *u* (unstable என்ற வார்த்தையின் முதல் எழுத்து) என்றும் குறிப்பிடுகிறோம். உதாரணமாக *m*PK என்ற காற்றுக்குவியல் நிலைப்பாடு உடையதாக இருந்தால் அது *m*PK*s* என்று குறிப்பிடப்படுகிறது. *c*PW என்ற காற்றுக் குவியல் நிலைப்பாடற்றதாக இருந்தால் அது *c*PW*u* என்று குறிப்பிடப்படுகிறது. காற்றுக் குவியலின் மேற்கூறிய குணங்கள் அனைத்தையும் அடிப்படையாகக் கொண்டு அவைகளை 16 பகுதிகளாகப் பிரிக்கலாம். இப்பிரிவுகளை படம் 8-2-ல் காணலாம்.

8-5. காற்று முகப்பு (Air front)

வெவ்வேறு இயல்புகளுடைய இரண்டு காற்றுக்குவியல்கள் சந்திக்கும்பொழுது, அவை ஒன்றோடொன்று உடனே கலப்பதில்லை. அவை, ஒன்றையொன்று மிக நெருங்கி, மெல்லிய கோட்டினால் பிரிக்கப்பட்டிருக்கலாம். அல்லது, அவை தனித் தனியாக விலகி நின்று ஒரு குறுகிய காற்றுப்பரப்பினாலும் பிரிக்கப்பட்டிருக்கலாம். இவ்வாறு பிரிக்கும் பகுதிக்குக் காற்றின் முகப்பு (front) என்று பெயர். இம்முகப்பின் வாயிலாகத்தான் ஒரு காற்றுக்குவியல் படிப்படியாக மற்றொரு காற்றுக்குவியலின் குணங்களை அடைகிறது. இந்த முகப்பு மிகக் குறுகியதாகவும், தெளிவாகவும் இருந்தால் அது பூமியிலிருந்து சாய்வாக 2 அல்லது 3 மைல்கள் அகன்றிருக்கும். முகப்புத் தெளிவற்ற ஒரு பகுதியாக இருந்தால் சுமார் 50 முதல் 75 மைல்கள் வரை அகன்றிருக்கும். காற்றுமண்டலத்திலுள்ள முகப்புகளும், அவைகளால் பிரிக்கப்பட்ட காற்றுக்குவியல்களும் வானிலையை அறியப் பெரிதும் உதவுகின்றன. ஏனெனில் இப்பகுதியிலிருந்துதான் பெரும்பாலான வானிலை மாற்றங்கள் ஏற்படுகின்றன. முகப்புகளும் உண்டாவதற்குக் கீழ்க்கண்ட இரண்டு நிபந்தனைகள் அவசியம். 1. இரண்டு காற்றுக்குவியல்களின்

வெப்பநிலை (அல்லது அடர்த்தி) ஈரப்பதம் முதலியன வேறுபட்டதாய் இருக்கவேண்டும் 2. இவ்விரண்டு காற்றுக்குவியல்களும் ஒன்றையொன்று நோக்கி முகப்பிற்கு வருவதற்கேற்றவாறு காற்றோட்டம் அமைதல் வேண்டும்.

காற்றுமுகப்புகள் பலவகைப்படும். ஒரு பரப்பில் குளிர்ந்த காற்று, வெப்பமான காற்றை இடம் பெயரச் செய்தால், அதற்குக் குளிர் முகப்பு (cold front) என்று பெயர். வெப்பமான காற்று

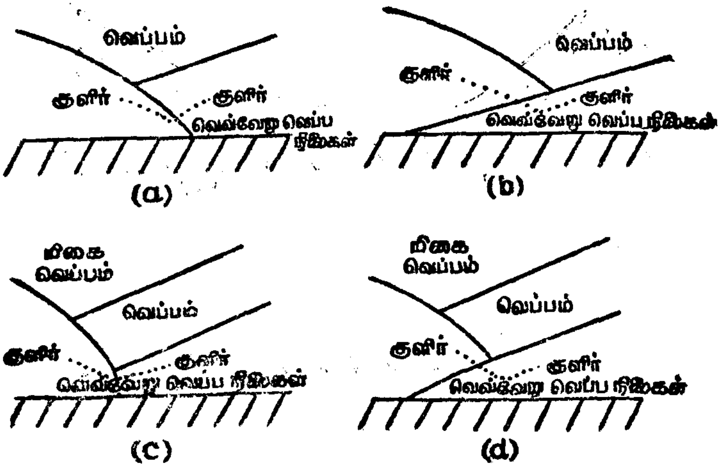


(a) குளிர்முகப்பு
(b) வெப்பமுகப்பு
(c) நிலை முகப்பு

படம் 8·3
முகப்பின் வகைகள்

குளிர்ந்த காற்றை இடம்பெயரச் செய்தால் அதற்கு வெப்ப முகப்பு (warm front) என்று பெயர். முகப்பு இடம் பெயரவில்லையென்றால் அதற்கு நிலை முகப்பு (stationary front) என்று பெயர். (படம் 8-3) குளிர் முகப்பும், வெப்ப முகப்பும், ஒரு இடத்தில் சந்திக்கும்பொழுது இவற்றில் ஏதேனும் ஒன்று மேலே தள்ளப்படுகிறது. இதனால் உட்கவர் முகப்பு (occluded front) ஒன்று உருவாகிறது. இதில் பங்குகொள்ளும் மூன்று காற்றுக்குவியல்களில் குளிர் முகப்பிற்கு அடியிலுள்ள காற்றின் அடர்த்தி மிகையானால், குளிர்முகப்பு வகை உட்கவர்தல் (cold front type occlusion) உண்டாகிறது. வெப்பமுகப்பிற்கு அடியிலுள்ள அடர்த்தி மிகையானால், வெப்ப முகப்பு வகை உட்கவர்தல் (warm

front type occlusion) உண்டாகிறது. இத்தகைய உட்கவர்தல் வகைகளில் ஏதேனும் ஒன்று நிகழத் தொடங்கிவிட்டால் அதன்



(*a*) குளிர் முகப்பு வகை உட்கவர்தல் (*b*) வெப்ப முகப்பு வகை உட்கவர்தல் (*c* ம *d* ம்): கலப்பு உட்கவர்தல்

படம் 8-4

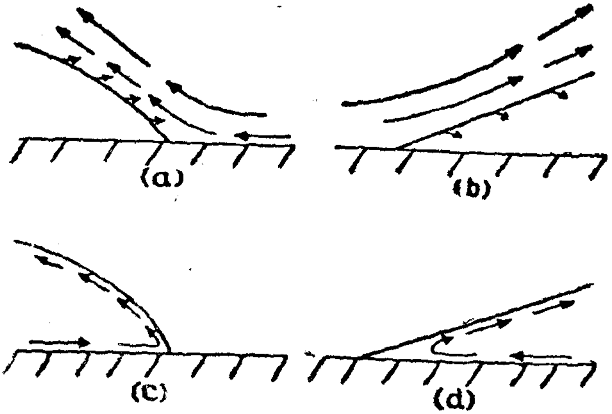
உட்கவர் முகப்பு

பின் பலவகை உட்கவர்தல்களும் உண்டாகி ஒரு வகைக் கலப்பு உட்கவர்தல் (composite occlusion) தோன்றுகிறது. (படம் 8-4).

8-6. முகப்பின் அமைப்பு

இரண்டு காற்றுக்குவியல்கள் முகப்புக்கு வரும்பொழுது அவைகளின் வெப்பநிலை, அடர்த்தி, ஈரம் முதலியன மாறுகின்றன. வெப்பநிலை மாற்றத்தால் அடர்த்தியில் வேறுபாடு உண்டாகிறது. ஒரு முகப்பிற்கு மேலேயுள்ள வெப்பக் காற்றிலோ அல்லது கீழே உள்ள குளிர்ந்த காற்றிலோ மேல் நோக்கிய இயக்கம் உண்டாவதைப் பொருத்து வானிலையில் வேறுபாடு தோன்றுகிறது. காற்று எத்தகைய விதங்களில் மேலே உயர்த்தப்படுகிறது என்பது படம் 8-5-ல் கொடுக்கப்பட்டுள்ளது. மிகவும் தீவிரமான குளிர் முகப்பு இயக்கத்தால் வெப்பக்காற்று மேலே தள்ளப்படுமானால், இதற்கு மிதமான மேல் நகர்தல் (passive upglide) என்று பெயர் (8-5 *a*) வெப்பமான காற்று ஒரு வெப்பமான முகப்பின் மேல் மிகத் தீவிரமாக மேலே செல்லுமானால் அதற்குத் தீவிர மேல் நகர்தல்

(active upglide) என்று பெயர். (படம் 8-5 *b*). குளிர் அல்லது வெப்பமுகப்பின் அடியில் குளிர்காற்று மேல்நோக்கி ஓடுமானால்,



(*a*) மிதமான மேல் நகர்தல் (*b*) தீவிர மேல் நகர்தல்
(*c*) குளிர் முகப்பின் அடியில் காற்றுக் குவியல்
(*d*) வெப்ப முகப்பின் அடியில் காற்றுக் குவியல்

படம் 8-5

காற்று மேலே உயர்த்தப்படும் விதங்கள்

காற்றுக் குவிப்பு ஏற்படுகிறது (படம் 8-5 *c*, 8-5*d*). இவ்வாறு ஓடும் காற்று, முகப்பை நோக்கிச் செல்லும் பொழுது, பரப்பை ஒட்டி ஒன்று சேர்வதால், குவிதல் உண்டாகிறது. காற்று மேல் நோக்கிச் சென்றுதான் தப்பவேண்டுமாதலால், அது முகப்பின் அடியில் மேல்நோக்கிச் செல்கிறது.

முகப்புச் சரிவு: பொதுவாகக் குளிர் முகப்பின் சரிவு 1 : 30-லிருந்து 1 : 100 வரை இருக்கும். வெப்பமுகப்பின் சரிவு சுமார் 1 : 100-லிருந்து 1 : 400 வரை மாறுபடும். நிலை முகப்பின் சரிவு இரண்டு காற்றுக்குவியல்களின் வெப்பநிலையையும் முகப்புக்கு இணையாக அலைகளின் திசைவேகத்தையும் பொருத்ததாகும். இதைக் கீழ்க்கண்ட சமன்பாட்டினால் குறிக்கலாம்:

$$\tan b = \frac{l}{g}\left(\frac{T_0 v_1 - T_1 v_2}{T_2 - T_1}\right) \quad \text{.........................} (8\cdot 1)$$

இதில், *b* என்பது பரப்பிற்கும் முகப்புக்கும் இடையே உள்ள கோணம்,

f என்பது $2w \sin \phi$ (கொரியாலிஸ் சம்பந்தப்பட்ட தொடர்)

g — ஈர்ப்பு முடுக்கம் (செ.மீ./(விஞடி)^2)

T_1 — குளிர் காற்றின் வெப்பநிலை (°K)

T_2 — வெப்பக்காற்றின் வெப்பநிலை (°K)

v_1 — குளிர்காற்றின் திசைவேகம் (முகப்பு (செ.மீ/நொடி)க்கு இணையாக)

v_2 — வெப்பக்காற்றின் திசைவேகம். (முகப்புக்கு இணையாக) செ.மீ/நொடி).

இந்தச் சமன்பாட்டின் அடிப்படைத்தத்துவம் பின்வருமாறு : குளிர்காற்றுக் குவியலிலிருந்து வெப்பக்காற்று குவியலுக்குள்ள கிடைமட்ட அழுத்தச்சரிவும், வெவ்வேறு திசைவேகங்களில் செல்லும் காற்றின் மேல் நிகழும் கொரியாலிஸ் விசையின் வித்தியாசமும் சமநிலையில் இருக்கும்பொழுது முகப்புச் சரிவு உண்டாகிறது. மேலும் நிலை முகப்பில் வெப்பக்காற்றுக்கு அடியில் குளிர்ந்த காற்று இருத்தல்வேண்டும். இவைகளுக்கிடையேயும் சமநிலை இருத்தல் வேண்டும். 8 1 சமன்பாட்டிலிருந்து பின்வரும் உண்மைகளை அறியலாம்.

1. உயர்ந்த குறுக்குக்கோட்டுப் பகுதிகளில் (b) சரிவு அதிகமாகும்.

2. இரண்டு காற்றுக்குவியல்களின் திசைவேகங்களின் வித்தியாசம் அதிகமானல், சரிவும் அதிகமாகும்.

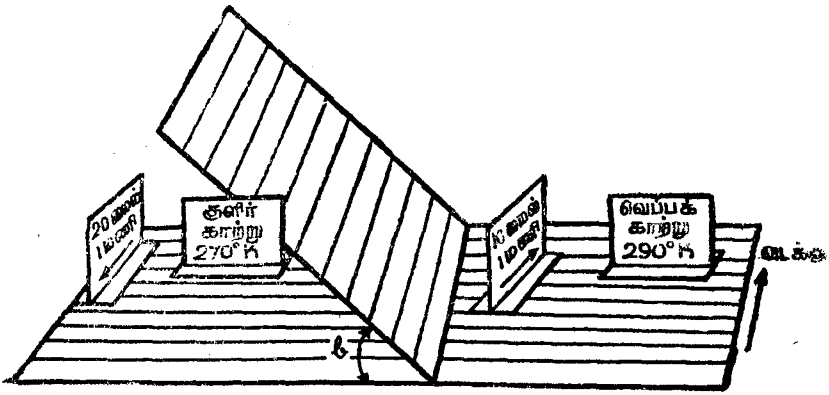
3. வெப்பநிலை வித்தியாசம் குறைந்தால், சரிவு அதிகமாகும்.

உதாரணம் : $b = 30°$, $T_1 = 270°K$, $T_2 = 290°K$

$v_1 = -20$ மீட்டர் / நொடி

$v_2 = +10$ மீ/விஞடி எனக் கொள்வோம்.

வடக்குப்புறம் மேல்நோக்கி இருக்கும் Y-அச்சு நேர் (+) எனவும், கிழக்காக நோக்கியிருக்கும் X-அச்சு நேர் எனவும், வைத்துக் கொண்டால் குளிர்ந்தகாற்று (வடதிசைக் காற்றேட்டம்) Y-அச்சு எதிர் திசையில் வீசுகிறது. ஆகையால் அதன் திசைவேகம் எதிர் (—) ஆகும். வெப்பக்காற்று (தென்திசைக்காற்றேட்டம்) நேர் Y-அச்சுத்திசையில் வீசுகிறது. அதனல் அதன் திசைவேகம் நேர் (+) ஆகும். முகப்பு வட-தென் திசையில் மேற்காக மேல்நோக்கிச் சாய்ந்திருக்கிறது (படம் 8-6) 8·1 என்ற சமன்பாட்டின்படி :



படம் 8-6

முகப்புச் சரிவிலடங்கிய கூற்றெண்கள்

$$\tan b = \frac{2 \times 7{\cdot}29 \times 10^{-5}}{980}\left[\frac{290 \times (-2000) - 270 \times (1000)}{290 - 270}\right]$$

$$= -0{\cdot}00317$$

$$\therefore \tan b = -\left(\frac{1}{315}\right)^{0}$$

$\therefore \quad b = -10{\cdot}9$ கலை (minute)

$T_2 - T_1 = 1°K$ எனக் கொண்டால் மேற்கூறிய உதாரணத்திலிருந்து, சரிவு 1:16 ஆகும். வெப்பநிலைகளை மேற்கண்டவாறு வைத்துக்கொண்டு காற்றின் திசைவேக வித்தியாசத்தை 1 மீட்டர்/ வினாடி குறைத்தால் சரிவு 1 : 41,000 ஆகும். ஆகையால் சரிவு பெரிதும் மாறக்கூடியது என்பது தெளிவாகிறது. எதிர் அடையாளம் (—) முகப்பு மேற்குப்புறமாகச் சாய்ந்திருக்கிறது என்பதைக் குறிக்கிறது.

சம அழுத்தக்கோட்டுச் சரிவு : சம அழுத்தக்கோட்டின் சரிவைப் பின்வரும் சமன்பாட்டினால் குறிக்கலாம்:

$$\tan a = \frac{lv}{g} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots (8\text{-}2).$$

இதில், a சம அழுத்தக்கோடு பூமியில் உண்டாகும் கோணம்

l — $2w \sin \phi$ (கொரியாலிஸ் தொடர்)

g — ஈர்ப்பு முடுக்கம்.

v — காற்றோட்டத்தின் திசை வேகம்.

உதாரணம் $v = 10$ மீ/நொடி, $\phi = 30^{\circ}$ எனக் கொண்டால் (வெப்பக் காற்று சம்பந்தப்பட்ட அளவுகள்)

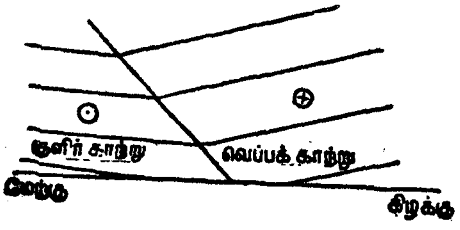
$$\tan \alpha = \frac{2 \times 7 \cdot 29 \times 10^{-5} \times 0 \cdot 5 \times 1000}{980}$$

$$= 0 \cdot 0000744 = \frac{1}{13,440}$$

$= 255$ மைலில் 100 அடி.

$\therefore \quad \alpha = 15.4$ விகலை (second)

ஆகையால் சரிவானது ϕ, v என்ற அளவுகளைப் பொருத்த தாகும். மேலும் சம அழுத்தக்கோட்டின் சரிவு முகப்பின் சரிவை விட மிக மிகக் குறைவாகும். படம் 8-6-ல் கொடுக்கப்பட்டுள்ள முகப்பிற்குரிய சமஅழுத்தகோடுகளின் சரிவு படம் 8-7-ல் கொடுக்



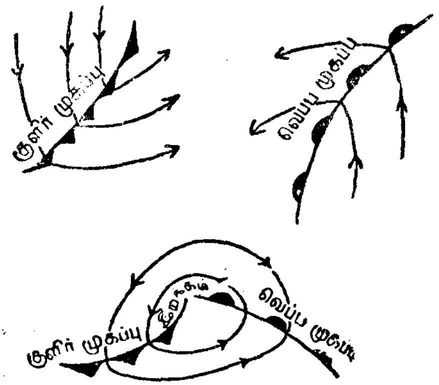
படம் 8-6-ல் உள்ள முகப்பின் வெட்டு முகத்தோற்றம். குளிர் காற்று வடக்கிலிருந்து (⊙ தாளுக்கு வெளிப்புறமாக) வீசுகிறது. வெப்பக் காற்று தெற்கிலிருந்து (⊕ தாளுக்கு உட்புறமாக) வீசுகிறது.

படம் 8-7

முகப்பில் சம அழுத்தக் கோடுகளின் சரிவு

கப்பட்டுள்ளது. இப்படம் 8-6-ல் உள்ள முகப்பின் வெட்டுமுகத் தோற்றமாகும் (sectional view). முகப்பு மேற்குப்புறமாக மேல் நோக்கிச் சாய்ந்திருக்கிறது. குளிர்ந்த காற்றின் சம அழுத்தக் கோடுகள் மேற்குப்புறமாக மேல்நோக்கிச் சாய்ந்திருக்கின்றன. வெப்பக்காற்றின் சம அழுத்தக்கோடுகள் கிழக்குப்புறமாக மேல் நோக்கிச் சாய்ந்திருக்கின்றன. இதனால், முகப்பில் ஒரு குறைந்த

அழுத்தப்பள்ளம் (trough) உண்டாகிறது. முகப்புகள் எந்த நிலையில் (orientation) அமைந்திருந்தாலும், அவை எப்பொழுதும் குறைந்த அழுத்தப் பள்ளத்திலேயே விழும். ஆகையால் முகப்பில் உண்டாகும் காற்றோட்டம் எப்பொழுதும் புறக்காற்றாகப் பெயர்ச்சி அடைகிறது (வடகோளத்தில் இடதுபுறமாகப் பெயர்ச்சி அடையும்). காற்றோட்டம், குளிர்வெப்ப முகப்புகளில் எவ்வாறு பெயர்ச்சி (வடகோளத்தில்) அடைகிறது என்பதற்குச் சில உதாரணங்கள் படம் 8-8-ல் கொடுக்கப்பட்டுள்ளன.



1. வெப்ப முகப்பு ஒரு அரை வட்டமாக அம்முகப்பு நகரும் பக்கத்தில் குறிக்கப்படுகிறது. அரை வட்டத்தை நோக்கி முகப்பு நகர்கிறது.

2. பொதுவாக குளிர்முகப்பு ஒரு தடித்த, ஆனால் ஒரு பக்கம் கூர்மையான ஒரு பெரும் புள்ளியால் குறிக்கப்படுகிறது. இந்தக் கூர்மையான பகுதி, முகப்பு நகரும் திசையைக் காட்டுகிறது. அதாவது படத்தில் குளிர் முகப்பு கீழ்நோக்கியும், வெப்ப முகப்பு மேல்நோக்கியும் நகருவதாகப் பொருள்படும்.

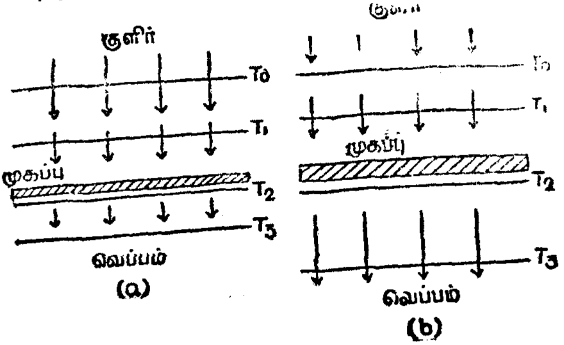
படம் 8-8

காற்றோட்டம் குளிர் வெப்ப முகப்புகளில் பெயர்ச்சி அடையும் விதங்கள் (வடகோளத்தில்)

8-7. முகப்பின் தோற்றமும் மறைவும்

முகப்புகள் தோன்றுவதும் மறைவதும் வேகமாக நடைபெறுவதில்லை. முகப்பு என்பது, வெப்ப மாறுபாடு உடைய இரண்டு காற்றுக்குவியல்களுக்கும் இடையே உள்ள பகுதியாகும். ஈரப்பதன் வேறுபாட்டைவிட வெப்பநிலை வேறுபாடுதான் முக்கியம் வாய்ந்ததாகும். அதனால்தான் மாறு வெப்பநிலைக்கோடுகள்,

முகப்புக்கள் தோன்றுவதையும், மறைவதையும் காட்டுகின்றன. காற்றோட்டத்தால், மாறு வெப்பநிலைக்கோடுகள் நெருக்கமடையச்

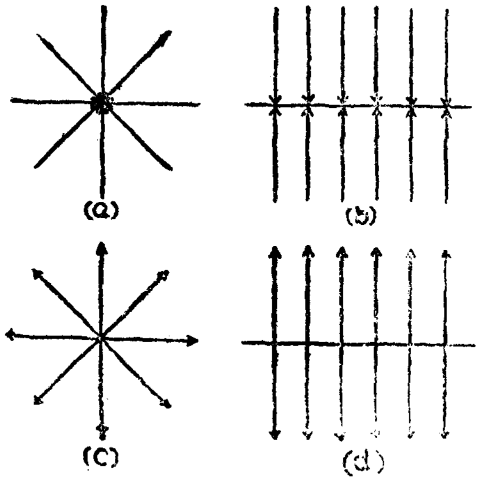


(*a*) முகப்பின் தோற்றம் (*b*) முகப்பின் மறைவு.

படம் 8-9

முகப்பின் தோற்றமும் மறைவும்

செய்யும்பொழுது (அதாவது வெப்பநிலையின் செறிவு ஓரிடத்தில் மிக அதிகமாக இருக்கும்பொழுது) முகப்பு உருவாகுகிறது.



(*a*) காற்றோட்டம் ஒரு புள்ளியில் குவிதல்
(*b*) காற்றோட்டம் ஒரு கோட்டை நோக்கிச் சுருக்கம் அடைதல்
(*c*) காற்றோட்டம் ஒரு புள்ளியிலிருந்து விரிந்து செல்லுதல்
(*d*) காற்றோட்டம் ஒரு கோட்டிலிருந்து விரிவடைதல்.

படம் 8-10

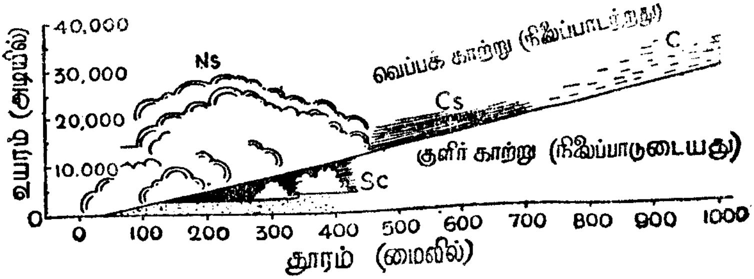
காற்றோட்டமும் முகப்பும்

(frontogenesis) (படம் 8-9 *a*). காற்ரோட்டமோ அல்லது வெப்பநிலையோ அல்லது இரண்டுமோ சீராக இருந்தால்தான் மாறு வெப்பநிலைக் கோடுகள் நெருக்கமடையும். இவை சீராக இருப்பின், மாறு வெப்பநிலைக் கோடுகள் பெயர்ச்சியடையுமே தவிர நெருக்கமடையாது. ஒரு குறிப்பிட்ட புள்ளியில் காற்ரோட்டம் குவிந்தாலோ அல்லது ஒரு கோட்டை நோக்கிச் சுருக்கம் அடைந்தாலோ முகப்பு உருவாகிறது. (படம் 8-10 *a*, *b*).

காற்ரோட்டத்தால் மாறு வெப்பநிலைக் கோடுகளின் இடையே உள்ள தூரம் அதிகமானால் முகப்பு மறைகிறது (frontolysis) (படம் 8-9 *b*). அதேபோல, ஒரு குறிப்பிட்ட புள்ளியிலிருந்து காற்ரோட்டம் விரிந்துசென்றாலோ அல்லது ஒரு கோட்டிலிருந்து விரிவடைந்தாலோ முகப்பு மறைகிறது (படம் 8-10, *c*, *d*.)

8·8 வெப்பமுகப்புகள்

குளிர்காற்றின் மேற்பரப்பில் வெப்பக்காற்று மேல்நோக்கிச் சாய்வாகச் செல்லும்பொழுது, அதன் அழுத்தம் குறைகிறது. ஆகையால் அது மாறு வெப்பமுறை விரிவினால் குளிர்ச்சி அடைகிறது. இதன் உலர்ந்த மாறு வெப்பமுறை மாறுவீதம் 100 மீட்டருக்கு 1°C ஆகும். இதுபோல, சாய்வாக மேல்நோக்கி நெடுந்தூரம் செல்லும்பொழுது காற்று தெவிட்டியநிலையை அடைகிறது. இதன் காரணமாக மேகங்கள் உருவாகின்றன. வீழ்படிவாதலும் நடைபெறுகின்றது. வெப்ப முகப்புக்களின் சரிவு மிகக் குறைவாகையால், (1 : 100-லிருந்து 1 : 400 வரை) அவை தோன்றும் பரப்பி



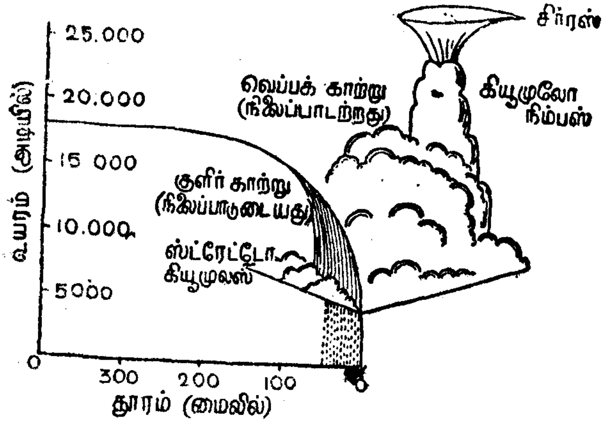
C — சிர்ரஸ்
Cs — சிர்ரோஸ்ட்ரேட்டஸ்
Ns — நிம்போஸ்ட்ரேட்டஸ்
Sc — ஸ்ட்ரேட்டோகியூமுலஸ்

படம் 8-11

வெப்ப முகப்பும் அதனைச் சார்ந்த மேகங்களும், வீழ்படிவாதலும்

லிருந்து நெடுந்தூரம்வரை விளைவுகளை உண்டாக்குகின்றன (படம் 8-11). இப் படம் 1 : 250 சரிவுள்ள வெப்ப முகப்பு அது தோன்றும் பரப்பிலிருந்து சுமார் ஆயிரம் மைல்கள்வரை எவ்வாறு விளைவுகளை ஏற்படுத்துகிறது என்பதை விளக்குகிறது.

வெப்பமுகப்பு மேற்கூறியவாறு செல்லும்பொழுது, அது எவ்வாறு வானிலைகளை மாற்றுகிறது என்பது, அது செல்லும் பாதையின் மேற்புறம் கீழ்ப்புறம் உள்ள காற்றின் நிலைப்பாட்டையும், ஈரப்பதனையும் பொறுத்ததாகும். முகப்பின் மேற்புறம் உள்ள வெப்பக்காற்று, நிலைப்பாடு உடையதாயின் அதனால் உருவாக்கப்படும் மேகங்கள், சிர்ரஸ், சிர்ரோஸ்ட்ரேட்டஸ், அல்டோஸ்ட்ரேட்டஸ், நிம்போஸ்ட்ரேட்டஸ் முதலிய வகைகளைச் சார்ந்ததாகும். மேற்புறம் உள்ள வெப்பக்காற்று நிலைப்பாடற்றதாயின் அதனால் உருவாக்கப்படும் மேகங்கள் அல்டோகியூமிலஸ், கியூமிலஸ், கியூமிலோநிம்பஸ் முதலிய வகைகளைச் சார்ந்ததாகும். முகப்பின் கீழ்ப்புறம் உள்ள குளிர்காற்று நிலைப்பாடு உடையதாயின், ஸ்ட்ரேட்டஸ் அல்லது ஸ்ட்ரேட்டோகியூமிலஸ் என்ற மேகம் உருவாகும். குளிர்காற்று நிலைப்பாடற்றதாயின், கியூமிலஸ் அல்லது கியூமிலோநிம்பஸ் போன்ற மேகம் உருவாகும். மேகங்களின் எண்ணிக்கை, பருமன், வீழ்படிவாதல் முதலியன காற்றில் உள்ள ஈரத்தைப் பொறுத்ததாகும்.



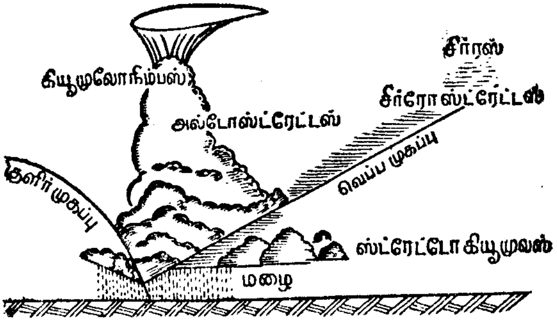
குளிர் முகப்பும், அதனைச் சார்ந்த மேகங்களும், வீழ்படிவாதலும்

படம் 8-12

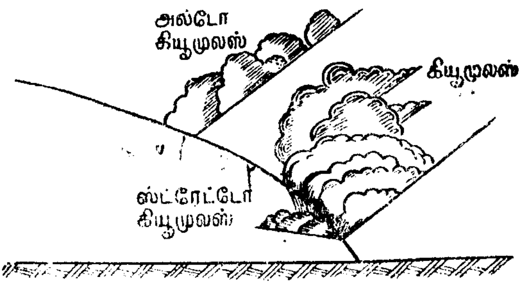
8-9 குளிர்முகப்புகள்

முன்னோக்கி நகரும் குளிர்காற்றுக் குவியலின் விளிம்பே (edge) குளிர்முகப்பு ஆகும். இவ்வாறு குளிர்காற்று முன்னோக்கி நகரும் பொழுது மேலே உள்ள வெப்பக்காற்று மிக அதிகமான உயரத்திற்குத் தள்ளப்படுகின்றது. அதனால் உண்டாகும் காலி இடத்தைக் குளிர்காற்று அடைக்கிறது. இது மிக அதிகமாக வளர்ந்த நிலையில் இருக்கும்போது காற்றோட்டம் மிக வேகமாக ஏற்படுகிறது. அதாவது காற்று மிக வேகமாகப் பெயர்ச்சி அடைகிறது. குளிர் முகப்பு, அதன்மேலுள்ள ஈரப் நிறைந்த நிலைப்பாடற்ற காற்றை நகர்த்தும்பொழுது (படம் 8-12) வானிலையில் பயங்கர மாற்றங்கள் ஏற்படுகின்றன. குளிர்முகப்பு, ஈரம் நிறைந்த ஆனால் நிலைப்பாடு

(a) குளிர்முகப்பு உட்கவர்தலின்- ஆரம்பம்



(b) குளிர்முகப்பு உட்கவர்தலின்-முடிவு



படம் 8-13

குளிர் முகப்பு உட்கவர்தலும் அதனைச் சார்ந்த வானிலையும்

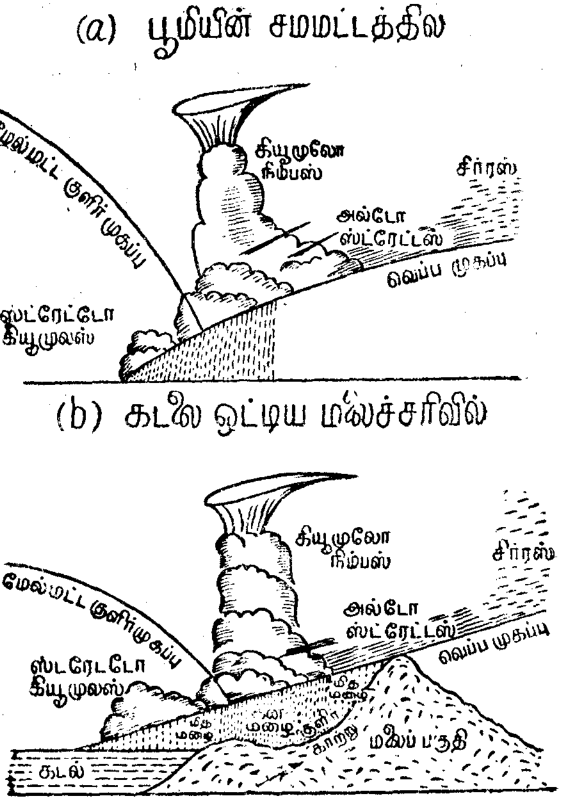
உடைய காற்றை நகர்த்திஞல், வானிலையில் நடுத்தர மாற்றங்கள் ஏற்படுகின்றன. முகப்பு மெதுவாகச் செல்லும்பொழுது, வீழ்படிவாதல் அதிக நேரம் ஏற்படும். முகப்பு வேகமாகச் செல்லும் பொழுது வீழ்படிவாதல் குறைந்த நேரமே ஏற்படும். முகப்பின் அடியிலுள்ள காற்று ஈரமாகவும், நிலைப்பாடுடனும் இருப்பின், மூடுபனியோ அல்லது சிறுமழையோ பெய்யும். நிலைப்பாடற்றதாயின் இடி, மின்னலுடன் சிறிதுநேரம் மழை பெய்யும்.

8-10 உட்கவர் முகப்பு

இம்முகப்பிற்குரிய வானிலை குளிர்முகப்பு, வெப்பமுகப்பு ஆகியவற்றின் வானிலைச் சேர்க்கையாகும். தொடக்கத்தில் குளிர் முகப்பு, உட்கவர்தல் என்பது மேலே தள்ளப்படும் வெப்பமுகப்பின் மேகம், வீழ்படிவு நிலைகளைக் குறிக்கும். ஆனல் நேரம் செல்லச் செல்ல வெப்பமுகப்பு வெகுதூரம் (படம் 8-13a) தள்ளப்படுகிறது. அப்பொழுது வானிலையில் அதன் விளைவுகள் குறைகின்றன. இந்த நிலையில் உட்கவர்தல் குளிர்முகப்பு உட்கவர்தலாகச் செயல்படுகிறது. இந்நிகழ்ச்சி மீண்டும் தொடங்கிஞலொழிய வானிலையில் இதன் விளைவு படிப்படியாகக் குறைந்து மறைந்து விடுகின்றன. வெப்பமுகப்பு வகை உட்கவர்தல் குளிர்முகப்பு, வெப்பமுகப்பு ஆகிய இரண்டின் இயல்புகளையும் கொண்டிருக்கிறது. மேல்மட்டக் (upper) குளிர்முகப்பு வானிலையில் முக்கியமானது ஆகும் (படம் 8-14). இது வெப்பமுகப்பின்மேல், வெப்பக்காற்றை இடம் பெயர்த்து, உயரமாகச் செல்லும்பொழுது நிலப்பரப்பில் உள்ள குளிர்முகப்பின் இயல்பைக் கொண்டிருக்கிறது. குளிர்ந்த அல்லது வெப்பக்காற்று, ஈரம் மிகுந்தும், நிலைப்பாடில்லாமலும் இருக்குமாஞல், பெரும் தூறல்மழையோ அல்லது இடிமின்னலுடன் கூடிய மழையோ பெய்யும். கடலை ஒட்டி மலைப்பகுதி இருக்குமாஞல் குளிர்ந்தகாற்று மலைஅடிவாரத்தில் தங்கிவிடும். வெப்பமுகப்பு அந்தக் குளிர்ந்தகாற்றுக்கு மேலேயும், மலையின் உச்சிப்பகுதிகளிலும் சேரும். இந்த நிலையில் குளிர்காலத்தில் கடற்பரப்பிலிருந்து ஒன்றன்பின் ஒன்ருக மலை உச்சியை நோக்கி உயர்ந்துசெல்லும் மேல்மட்டக் குளிர்முகப்பின் காரணமாக நாட்கணக்கில் தொடர்ந்த மழை பெய்யக்கூடும்.

8-11 சுழல்காற்று Cyclone

வானிலையியலில் சுழல்காற்று மிகவும் முக்கியம் வாய்ந்ததாகும். காரணம், அது வானிலையின் முக்கியக் கூறுபாடுகளான வீழ்படிவாதல், வெப்பநிலை முதலியவற்றில் பெரிய மாற்றங்களை உண்டாக்குகின்றது. காற்றின் ஒருபகுதி மேலே உயர்த்தப்படும் பொழுது அது மாறு வெப்பமுறை விரிவிஞல் குளிர்ச்சியுடைந்து



படம் 8-14

வெப்ப முகப்பு உட்கவர்தலும் அதனைச்சார்ந்த வானிலையும்

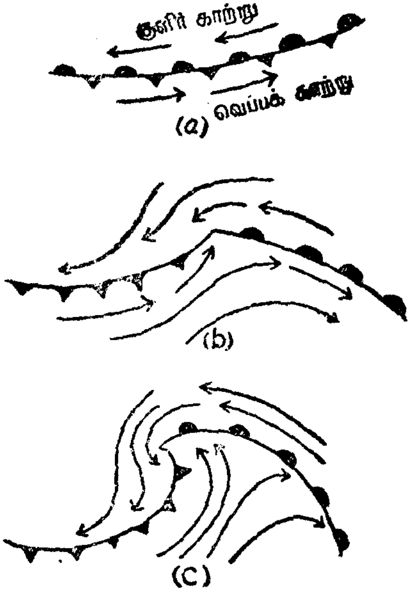
மேகங்கள் உருவாதல், விழ்படிவாதல் முதலியன நடைபெறுகின்
றன என்று பார்த்தோம். இதுபோலக் காற்றை மேலே உயர்த்து
வதற்குப் பெரிதும் காரணமாக இருப்பது சுழல்காற்றே. மேலும்
சுழல்காற்று, அதன் மூலப் பகுதியிலிருந்து காற்றுக்குவியல்களைப்
பல இடங்களுக்கும் மாற்றுவதால், வெப்பநிலைகளிலும் பெரிய
மாறுதல்கள் ஏற்படுகின்றன. மாதாந்திர, பருவகால வெப்பநிலை
மாறுபாடுகளுக்குக் காரணம் சுழல்காற்றேயாகும். ஆகையால்
வானிலையில் சுழல்காற்றின் முக்கியத்துவம் தெளிவாகிறது.

புவிக் குறுக்குக்கோட்டின் நடுப்பகுதிகளில் வெப்பநிலை மாற்
றங்களுக்குக் காரணமாக இருப்பவை சுழல்காற்றும் சுழல் எதிர்க்

காற்றுமே ஆகும். இக் காற்றோட்டங்கள், இப்பகுதிகளில் உள்ள மேற்குக் காற்றுடன் சேர்ந்து பல விளைவுகளை உண்டாக்குகின்றன. அதனுல் தான் வெப்பநிலை மாற்றங்கள் ஏற்படுகின்றன. ஆகையால் இப்பகுதிகளில் ஏற்படும் வானிலை மாற்றங்களை முன்கூட்டியே தெரிந்துகொள்ளவேண்டியது மிகமிக அவசியமாகும்.

உயர்ந்த அழுத்தப் பகுதிகளுக்கிடையே உள்ள குறைந்த அழுத்தப் பகுதியைச் சுழல்காற்றுப் பகுதி என்றும், குறைந்த அழுத்தப் பகுதிகளுக்கிடையே உள்ள நிறைந்த அழுத்தப் பகுதியைச் சுழல் எதிர்காற்றுப் பகுதி என்றும் முன்பு பார்த்தோம். (4-3 என்ற பகுதியைப் பார்க்கவும்) அதனுல்தான் குறுக்குக் கோட்டின் நடுப்பகுதியில் ஏற்படும் சுழல்காற்றை இறக்கம் (low—குறைந்த அழுத்தப் பகுதி) என்றும் சுழல் எதிர்க்காற்றை ஏற்றம் (high—அதிக அழுத்தப் பகுதி) என்றும் கூறுகிறோம். நன்கு உருவான முகப்புகளினுலோ அல்லது வெவ்வேறு இயல்புகளுடைய காற்றுக் குவியல்களினுலோ புயற்காற்று உண்டாகிறது. இவை புவிக் குறுக்குக்கோட்டின் நடுப்பகுதியில் (35° - 65°) நிறைந்திருப்பதால் புயற்காற்றும் இப்பகுதிகளில் அதிகமாக உண்டாகிறது. சுழல் காற்று, சுழல் எதிர்க்காற்று இவற்றில் ஏற்படும் காற்றோட்டத்தின் அமைப்பு, திசை முதலியன 5.5 என்ற பகுதியில் விளக்கப் பட்டுள்ளன (படம் 5-10).

சுழல் காற்று உருவாகும் விதம்: சுழல் காற்று, காற்று முகப்புகளில் ஏற்படும் டயல் அலைகளால் (cyclone waves) உண்டாகின்றன. இந்த அலைகள் சிறிதாக இருப்பின் சில நூறு சதுர மைல்கள் வரை விளைவுகளை உண்டாக்கும். பெரிய அலைகள் ஆயிரக் கணக்கான சதுர மைல்கள் வரையுள்ள பகுதிகளைப் பெரிதும் பாதிக்கும். இவை எவ்வாறு படிப்படியாக வளர்கின்றன என்பதைப் பார்ப்போம். ஒரு குளிர் முகப்பின் இரு புறங்களிலும் வேறுபட்ட காற்றோட்டங்கள் இணையாகச் செல்லுவதாக வைத்துக் கொள்வோம். அவை எதிர்ப்புறங்களில் வீசுவதாகவும் கொள்வோம். அப்பொழுது முகப்பில் சறுக்கும் இயக்கம் (shearing motion) ஏற்படும். காற்றோட்டங்கள் முகப்பிற்கு இணையாக இருப்பதால், முகப்பு நிலையாக இருக்கும். (படம் 8-15 a) இப்பொழுது காற்றோட்டங்களில் ஏதேனும் சிறு மாறுபாடுகள் தோன்றினுலும் அவை சுழல் காற்றாக மாறிவிடும். காற்றோட்டத்தின் மாறுதல்கள் பல வழிகளில் உண்டாகின்றன. உதாரணமாக மலைப்பகுதிகள் சீராக வீசிக் கொண்டிருக்கும் காற்றின் தன்மையை மாற்றிவிடும். அல்லது வெப்பச் சலனத்தால், வெப்பக்காற்று மேலே சென்று அதன் இடத்திற்குக் குளிர்காற்று வருவதாலும்



(a) நிலையான முகப்பை உடைய தொடக்கம்
(b) சுழல் அலை உருவாதலின் தொடக்கம்
(c) சுழல் அலையின் முழுத் தோற்றம்

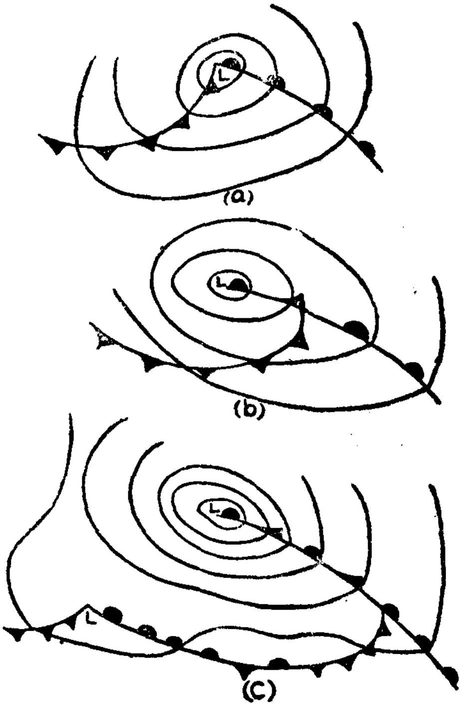
படம் 8-15

சுழல் காற்றின் தோற்றம்

காற்றின் நிலை மாறுபடும். உயர்ந்த பகுதிகளில் அழுத்தம் குறைந்த இறக்கங்கள் இருந்தாலும் காற்றோட்டம் மாறுபடும். இதன் காரணமாக முகப்பின் வழியில் அலை உண்டாகிறது. (படம் 8-15 *b*). இந்த அலை மேலும் வளரவில்லையெனில் (அதாவது காற்றோட்டங்களில் அதிக மாறுபாடு இல்லையெனில்) சிறிது தூரம் முகப்பின் வழியாகச் சென்று பின்பு மறைந்துவிடும். மாறாக, அலை நிலைப்பாடற்றதாக இருப்பின் அது மேலும் மேலும் வளர்ந்து சுமார் 12 முதல் 24 மணி நேரத்திற்குள் பெரும் சுழல் காற்றாக மாறிவிடும். (படம் 8-15 *c*).

நன்றாக வளர்ந்த நிலையிலுள்ள சுழல் காற்று அதன் பின் பல நிலைகளைக் கடந்து கடைசியில் மறைந்து விடும். அலை மேலும் மேலும் மிக ஆழமாக வளர்கிறது. (படம் 8-16 *a*) பின்பு அலை நிலைபாடற்றதாக மாறும். அங்கு உட்கவர்தல் (occlusion) தொடங்குகிறது. இப்பொழுது அலையின் ஆழம் மிக வேகமாக

அதிகமாகிறது. (படம் 8-16 *b*) வெப்பமான பகுதியிலிருக்கும் காற்று முழுவதும் உயரத்திற்குத் தள்ளப்பட்டதும் உட்கவர்தல்



L — இறக்கம் (Low)

(*a*) சுழல் அலை ஆழமாக வளர்தல்
(*b*) உட்கவர்தலின் தொடக்கம்
(*c*) சுழல் அலையின் செறிவு பெருமம் அடைந்து, படிப் படியாகக் குறைதலும், புதிய அலையின் தொடக்கமும்

படம் 8-16

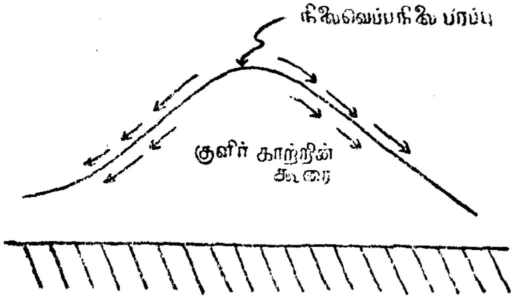
சுழல் காற்றின் மறைவு

(occlusion) முடிவடைகிறது. இப்பொழுது சுழல் அலையின் செறிவு பெருமம் ஆகும். (படம் 8 16 *c*). புயற்காற்று அலையின் செறிவைப் பொறுத்து குறைந்த நேரமோ அல்லது அதிக நேரமோ வீசுகிறது. பின்பு படிப்படியாகக் குறைந்து, கடைசியில் மறைந்து விடும். ஆனால் அதற்குள் பின்புறமாக வந்து கொண்டிருக்கும் குளிர் முகப்பில் மறுபடியும் சுழல் அலை தோன்றிவிடும். ஏனெனில் அங்கு காற்றோட்டம் புயல் அலை உண்டாகச் சாதகமாக இருக்கிறது.

8-12. சுழல் எதிர்க்காற்று

சுழல் காற்று மிக மோசமான வானிலையை உண்டாக்குகின்றது. ஆனால் சுழல் எதிர்க் காற்று இனிமையான வானிலையை ஏற்படுத்துகிறது. குறைந்த அழுத்தப் பகுதிகளுக்கிடையே உள்ள நிறைந்த அழுத்தப் பகுதி சுழல் எதிர்க் காற்றுப் பகுதியாகும். இதற்கு ஏற்றம் (high) என்று பெயர். (4·3 பகுதியைப் பார்க்கவும்) இப் பகுதியிலிருந்து காற்று அதைச் சுற்றியும், கிடைமட்டமாக விரிந்து செல்லும்பொழுது. உயரத்திலிருந்து குளிர் காற்று அப்பகுதியை அடைவதால் வானிலை இனிமையாக இருக்கிறது. (5·4 பகுதியையும், படம் 5-10-யும் பார்க்கவும்).

ஏற்றத்தின் நடுப்பகுதியிலிருந்து காற்று வெளியே செல்லும் பொழுது, மிக விரைவில் தணிந்து விடுகிறது. அதனால் ஏற்றத்தின் உயரம் குறைகிறது. அப்பொழுது அதன் கீழ்புறமுள்ள காற்று நெருக்கப்படுகிறது. இதனால் அதன் வெப்பநிலை சுமார் கிலோ மீட்டருக்கு 10°C வீதம் (உலர்ந்த மாறு வெப்பமுறை மாறுவீதம்) வரை அதிகமாகிறது. இவ் வெப்பம் காற்றில் உள்ள ஈரத்தைக் குறைக்கிறது. குளிர் காற்று ஏற்றத்தின் கூரையின் நடுப்பகுதி 8,000 அடி தடிமன் உடையதாக இருந்தால் தணியும் காற்று



படம் 8-17

புயல் எதிர்க்காற்று

அக்கூரையில் 5,000 அடி அளவுக்கு மூழ்கி விடும், (படம் 8-17) அப்பொழுது அதன் வெப்பநிலை சுமார் 15°C (அல்லது 27°F) அதிகமாகும் ஒப்பு ஈரப்பதன் 70% லிருந்து 30% க்குக் குறைந்து விடும். அதனால் தணியும் ஏற்றப் பகுதிகளில் மேகங்கள் உருவாவதில்லை. நிலையான ஏற்றங்களில் தான். ஏற்றங்களின் நடுப்பகுதியும், கூரைபோலுள்ள குளிர்க் காற்றின் நடுப்பகுதியும் ஒரே செங்குத்துக் கோட்டில் இருக்கும். இடம் மாறும் ஏற்றங்களில் இவ்வாறு இருப்பது இல்லை.

9. புயலும் இடிமின்புயலும்
(Hurricane and Thunderstorm)

குறைந்த நேரத்தில் அதிக சேதத்தை உண்டாக்கும் சக்தி வாய்ந்தது புயற்காற்று. இது வெப்பமண்டலத்தில்தான் உண்டாகிறது. பாய்மரக் கப்பல்களைச் செலுத்துவதற்கு உகந்த காற்றோட்டங்களைப் பற்றிய குறிப்பில் "எந்தவகை உறுதியான கித்தான் துணியும் (canvas) தாங்கமுடியாத அளவுக்கு வீசும் காற்று" புயற்காற்று என்று குறிப்பிடப்பட்டுள்ளது. தூரக் கிழக்கு நாடுகளில் இதை டைஃபூன்ஸ் (typhoons) என்று அழைக்கின்றனர்.

9-1. புயற்காற்றும் சுழல்காற்றும்

குறைந்த குறுக்குக்கோட்டுப் பகுதிகளிலும், நடுக் குறுக்குக் கோட்டுப் பகுதிகளிலும் ஏற்படுகின்ற சுழல்காற்றுக்கும் வெப்பமண்டலத்தில் ஏற்படுகின்ற புயற் காற்றுக்கும் சிலவேறுபாடுகள் உள்ளன. புயற் காற்றின் சம அழுத்தக் கோடுகள், சுழல் காற்றின் சம அழுத்தக் கோடுகளைவிட நல்ல வட்டமாகவும், சமச் சீராகவும் இருக்கின்றன. புயற்காற்றின் அழுத்தச் சரிவு அதிகமாக இருப்பதால், இதன் வேகம் சுழல்காற்றின் வேகத்தைவிட அதிகமாகும். மணிக்குச் சுமார் 75 மைல் வேகத்திற்குமேல் கொண்ட காற்றே, புயற்காற்று எனப்படும். வெப்பநிலைப் பங்கீடு, புயற்காற்றின் நடுப்பகுதியிலிருந்து ஒரேமாதிரியாக இருக்கும். காற்றோட்டம் சுருள் சுருளாகச் (சுருவளி) சுழன்று வீசும். குளிர்காலத்தைவிட வெப்பக் காலங்களில் இவை அதிகமாகத் தோன்றும். சுழல் காற்றுக்குச் சுழல் எதிர்காற்று இருப்பதுபோல, புயற்காற்றுக்கு புயல் எதிர்காற்று இல்லை. புயற்காற்றில் அமைதியான, மழையற்ற சுமார் 5 முதல் 30 மைல் வரை விட்டமுள்ள நடுப்பகுதி இருக்கிறது. இதற்குப் புயற்காற்றின் 'கண்' என்று பெயர். இது கிழக்கிலிருந்து மேற்காக வியாபாரக் காற்றுடன் சேர்ந்து வீசுகிறது. இதன் ஆற்றல் ஆவிச்சுருக்க உள்ளுறை வெப்பமாகும். (latent heat of condensation). காற்றுக்குவியலின் அடர்த்தி வேறு

பாட்டிற்கும் புயற்காற்றுக்கும் தொடர்பு ஏதுமில்லை; ஆனால் சுழல்காற்றில் இது பெரும் பங்கு கொள்ளுகிறது.

9-2. புயற்காற்றின் விளைவுகள்

இது வெயிற்காலங்களில் கடல் பரப்பின் மேல் உருவாகின்றன. இதன் விட்டம் சுமார் 100 மைல் முதல் 400 மைல் வரை மாறுபடுகிறது. இக்காற்றோட்டத்தின் வேகம் மணிக்குச் சுமார் 90 மைல் முதல் 130 மைல் வரை இருக்கும். இது கணக்கிலடங்காத பொருட் சேதத்தையும், உயிர் சேதத்தையும் உண்டாக்கக்கூடியது. கப்பல்கள் இப்புயற்காற்றில் சிக்கினால் மூழ்குவது உறுதி. கடற்பரப்பில் புயற்காற்று வீசும்பொழுது கடல்நீர் முகடாய் உயர்கிறது. மலைபோல் எழுகின்ற இந்த நீர், புயலிலே சிக்கிக் கரையை நோக்கிப் பாய்ந்து வருகிறது. கனமான இந்த நீர் முகட்டிலே சிக்கும் கப்பல்கள் நொடி நேரத்தில் கடலில் மூழ்கிவிடுகின்றன. இந்த நீர் முகட்டிற்குப் 'புயல் அலை' (hurricane wave) என்று பெயர். இதன் உயரம் 10 அடி முதல் 20 அடி வரை இருக்கும். புயல் காற்றின் அமைதிப் பகுதியின் (கண்) முன்புறம் வீசும் காற்று, அதன் எதிர்ப்புறமாக வீசும் காற்றுக்கு அணையாக அமைவதால் புயல் அலைகள் உண்டாகின்றன என்று கருதப்படுகிறது. புயற்காற்று கடலின் உட்பகுதியிலிருந்து கடல்கரையைநோக்கி வரும்பொழுது, கரையிலுள்ள காற்று, புயற்காற்றுக்கு அணையாக இருப்பதால், கரையோரம் உள்ள கடல் நீர் சுமார் 5 அடி முதல் 10 அடிவரை மேலே உயர்த்தப்படுகிறது. கடற்கரை குழிந்த (concave) பரப்பைக் கொண்டிருந்தால், இந்த அலைகள் இன்னும் எளிதாகத் தோன்றுகின்றன. புயற்காற்று சுமார் 500 மைல்களுக்கு அப்பால் வந்து கொண்டிருக்கும்பொழுதே கரையோரத்தில், இவ்வலைகள் தோன்ற ஆரம்பிக்கும். கரையைப் புயல் அணுக அணுக இவ்வலைகள் வளர்கின்றன. பின்பு புயல் அந்த இடத்தைக் கடந்த பின்பு, ஓய்ந்து விடுகின்றன.

9-3. புயற்காற்றின் தோற்றம்

கடல் நீரின் வெப்பநிலை குறைந்தது 82°F இருந்தால்தான் கடுமையான புயற்காற்று உருவாகிறது. புயற்காற்று உண்டாகும் விதம் இன்னும் சரியாக ஆராயப்படவில்லை. புவிநடுக்கோட்டில் காற்றுக்குவியும் பகுதிகளில் (convergence zones) காற்றோட்டம் உருவாகிறது. இவ்வாறு உருவான காற்றோட்டம் புவிநடுக்கோட்டிலிருந்து சிறிது தூரம் செல்லுமானால் அதன் மேல் கொரியாலிஸ் விசை செயல்படத் தொடங்குகிறது. இதனால் அதன் வேகம் அதிகமாவதால் சிலவகைப் புயல்கள் உருவாகின்றன. இவ்வாறு உருவான புயற்காற்று மேற்குப்புறமாக புவி நடுக்கோட்டி

லிருந்து விலகி மெதுவாகச் செல்லுகிறது. அப்பொழுது அதன் செறிவும் அதிகமாகிக்கொண்டே போகிறது. இந்நிலையில், இது ஒரு நாளைக்குச் சுமார் 100 முதல் 150 மைல் தொலைவுதான் செல்லும். இவ்வாறு புவி நடுக்கோட்டிலிருந்து 20° அல்லது 30° குறுக்குக்கோட்டுப் பகுதியை அடைந்ததும் இதுவரை மேற்குப் புறமாகச் சென்றுகொண்டிருந்த இப்புயற்காற்று, இப்பொழுது கிழக்குப் புறமாகத் திரும்பிச்செல்லும். இப்பொழுது இதன் வேகம் மேலும் அதிகரிக்கிறது. இந்நிலையில் இது ஒரு நாளைக்குச் சுமார் 300 முதல் 450 மைல் வரை செல்லுகிறது. இவ்வாறு சென்று கடைசியாக வெப்பமண்டலத்தைக் கடந்துவிடுகிறது. பின்பு, மற்றப் பகுதிகளில் ஏற்படும் சுழல்காற்றுடன் கலந்து தெளிவான காற்றுக் குவியல்களையும், முகப்புக்களையும் உண்டாக்குகின்றது, ஆனால் இது வெப்பமண்டலத்திலிருக்கும்வரை, தெளிவான காற்றுக்குவியல்களையோ முகப்புக்களையோ உண்டாக்குவதில்லை.

9-4. புயற்காற்றும் வானிலையும்

புயற்காற்று மிகக் கடுமையாக இருக்கும்பொழுது, கனத்த மழை இடிமின்னலுடன் பெய்கிறது. குறிப்பாக மலைப்பகுதிகளில், ஒரே நாளில் சுமார் 40-50 அங்குலம் வரை மழை பெய்கிறது. சராசரியாக ஒரு நாளைக்கு 5 அங்குலம் முதல் 10 அங்குலம் வரை மழை பெய்யும். ஒரு சமயம் பிலிப்பைன் தீவுகளில் உள்ள ஒரு பகுதியில் (Baguio) புயல்காற்றினால் ஒரே நாளில் 76 அங்குல மழை பெய்திருக்கிறது. பெரும் மழை காரணமாக வெள்ளப்பெருக்கும், நிலச்சரிவும் ஏற்படுவதால் பொருள் சேதமும், உயிர்ச் சேதமும் உண்டாகின்றன. புயல் மையங்களில் காற்றின் அழுத்தம் மிக மிகக் குறைவாக இருக்கும். புயல் சூழ்நிலையில் 28 அங்குலத்திற்குக் குறைந்த கடல்மட்ட அழுத்தங்கள் மிகவும் சாதாரணமாகக் காணப்படும். மிகவும் குறைந்த அழுத்தம் 26·185 அங்குலமாகும். பொதுவாகப் புயலின்போது இடியும் மின்னலும் ஏற்படுகின்றன. புயற்காற்றின் வேகம், புயலின் தன்மையைப்பொறுத்து மாறுபடுகிறது. அமைதியான நடுப்பகுதியில் (கண் பகுதியில்) காற்றின் வேகம் மணிக்குச் சுமார் 15 மைல் ஆகும். இந்த அமைதியான பகுதியின் விட்டம் 12 மைல் முதல் 15 மைல் வரை இருக்கும். ஆனால் பெரும் புயல் காற்றின் விட்டம் சுமார் 100 மைல் கூட இருக்கும்.

9-5. இடிமின் புயல்

வேகமான மழையும், இடியும் மின்னலும் கலந்து வீசும் காற்றுக்கு இடிமின் புயல் (thunder storm) என்று பெயர். இதை

ஒரு உள்ளிடப் புயல் (local storm) என்று கூறலாம். ஏனெனில் இது ஓரிடத்தின் பிராந்திய வானிலையைப்பொருத்து உண்டாகிறது.

இடிமின் புயல் ஆற்றல்: இடிமின் புயல் உண்டாகும் பொழுது ஏராளமான ஆற்றல் வெளிப்படுகிறது. ஒரு சாதாரண அணுகுண்டு வெடிக்கும்பொழுது வெளிப்படும் ஆற்றல் 2×10^{13} கலோரியாகும். இது சுமார் 7,000 டன் நிலக்கரியை எரிப்பதால் உண்டாகும் வெப்ப ஆற்றலுக்குச் சமமாகும். நன்றாக வளர்ச்சியடைந்த இடிமின் புயல் மேற்கூறிய ஆற்றலைப்போல் சுமார் 10 மடங்கு ஆற்றலை வெளியிடுகிறது. இத்துணை ஆற்றலும் காற்றிலுள்ள நீராவியிலிருந்து வெளிப்படுகிறது. ஒரு கிராம் நீராவி சுருக்கமடையும்பொழுது, சுமார் 600 கலோரி வெப்பத்தை வெளிவிடுகிறது. இதன் ஒரு பகுதி ஆற்றல், இயக்க ஆற்றலாக (kinetic energy) மாறுகிறது, இதுவே இடிமின் புயலில் ஏற்படும் புயல் காற்றுக்குக் காரணமாகும்.

இடிமின் புயலில் வெளிப்படும் ஆற்றலின் அளவைப் பின் வரும் உதாரணத்தால் தெரிந்துகொள்ளலாம். இடிமின் புயலால் 2 செ.மீ. மழை (0 78") பெய்வதாக வைத்துக்கொள்வோம். மழை பெய்த பரப்பு 5×5 சதுர கிலோமீட்டர் ($3 \cdot 1 \times 3 \cdot 1$ ச. மைல்) எனக் கொண்டால் அது வெளிவிடும் வெப்பம், மழைநீரின் நிறையையும் ஆவிச் சுருக்கத்தின் உள்ளுறை வெப்பத்தையும் பெருக்கிய தொகைக்குச் சமமாகும். இந்த உதாரணத்தில், நீரின் நிறை $2 \times (5 \times 10^5)^2$ அல்லது 5×10^{11} கிராம் (552,000 டன்) ஆகும். இதை ஆவிச் சுருக்கத்தின் உள்ளுறை வெப்பமாகிய 600 கலோரியால் பெருக்கினல் கிடைப்பது 3×10^{14} கலோரியாகும். இது சுமார் 15 சாதாரண அணுகுண்டுகளை வெடிப்பதால் வெளிப்படும் வெப்ப ஆற்றலுக்குச் சமமாகும்!

கிட்டதட்ட இதே அளவு வெப்ப ஆற்றல் பனிப்புயல், மழைப் புயல் முதலியவைகளிலிருந்தும் வெளிப்படுகிறது. ஆனால் இவைகளிலிருந்து ஆற்றல் மிக அமைதியாக வெளியிடப்படுகிறது. இடிமின் புயலில் மட்டும் ஆற்றல் ஏன் இவ்வளவு கடுமையாக வெளிப்படவேண்டும் என்பது வானிலை ஆய்வாளர்களுக்குக் கேள்விக்குறியாக உள்ளது. ஆவிச் சுருக்கத்தால் வெளிப்படும் வெப்ப ஆற்றல் காற்றுமண்டலத்தை நிலைப்பாடு உடையதாக ஆக்கினல், புயற் காற்று வீசாமல், சாதாரணமாக மழையோ அல்லது பனியோ பெய்யும். ஆனல் வெப்ப ஆற்றல் காற்றுமண்டலத்தை நிலைப் பாடற்றதாக மாற்றும்பொழுது புயல் உருவாகும் சூழ்நிலைகள்

இருக்குமானால். புயல் உருவாகும் இல்லையேல் முன்பு கூறியதுபோல் மழை, பனி முதலியவைகள்தான் பெய்யும். புயல் உருவாகும் சூழ்நிலை காற்றுமண்டலத்தில் ஈரப்பதன், வெப்பநிலை முதலியவற்றின் பங்கீட்டைப் பொறுத்ததாகும் இதற்குக் காற்றின் ஒப்பு ஈரப்பதன் 75%க்கு அதிகமாக இருக்கவேண்டும். மேலும் மேகத்தின் தடிமன் (அதாவது பனிப்படிகம் தோன்றும் மேல்மட்டத்திலிருந்து அடிமட்டம் வரை உள்ள தூரம்) குறைந்தது 10,000 அடி இருக்கவேண்டும். அப்பொழுதுதான் மிக விறுவிறுப்பான காற்றுச் சலனம் தோன்றிக் காற்று நிலைப்பாடற்ற நிலையை அடையும்.

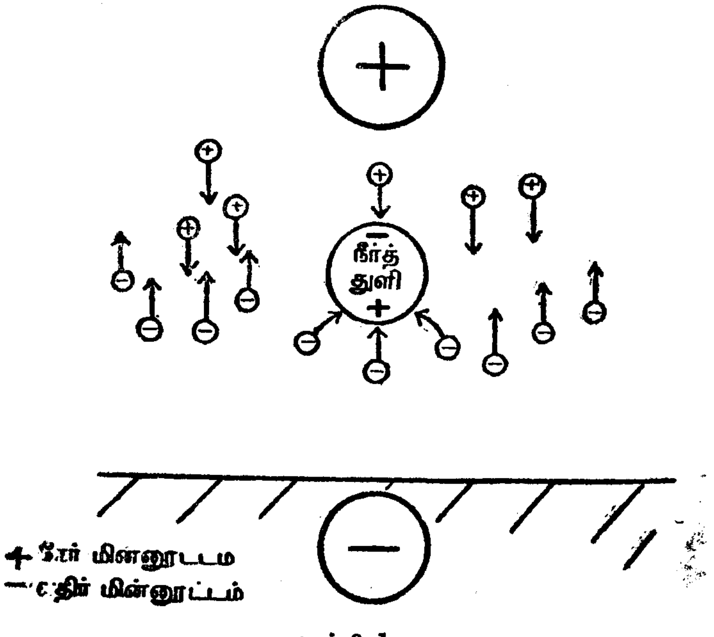
இடிமின் புயலும் வானிலையும் : இடிமின்புயல் வீசும்பொழுது மழை சிறிதுநேரம் பெய்தாலும் மிகக் கடுமையாகப் பெய்யும். காரணம், இடிமின்புயலில், காற்று மேலே தூக்கப்படுவதால், மாறு வெப்பமுறை விரிவினால் குளிர்ச்சியடைகிறது. இது மிக விரைவாக நடைபெறுவதால் மழையும் கனமாகப் பெய்து விரைவில் ஓய்ந்து விடுகிறது. மேலும் வெயிற்காலங்களில் காற்றின் வெப்பநிலை மிக அதிகமாக இருப்பதால் அதன் நிறையலகு ஈரப்பதனும் (specific humidity) மிக அதிகமாக இருக்கும். இதனால் வீழ்படிவாதல் அதிகமாக நடைபெறும். உதாரணமாகச் சில நிமிடங்களில் பல அங்குல மழைபெய்கிறது. மேலும் மிக அதிகமான சேதங்களை விளைவிக்கும் கல்மாரியும் உருவாகிப் பூமியில் விழுகிறது. ஆனால் இது பூமியின் சில குறிப்பிட்ட பகுதிகளில்தான் விழுகிறது. 'விஸ்' என்று ஒலித்து வீசும் காற்றும் இடிமின்புயலில் உண்டாகிறது. இது சில சமயங்களில் புயல்காற்றின் வேகத்தை அடைவதால் பெரும் சேதத்தை உண்டாக்குகிறது. கனத்த மழைபெய்யும் பொழுது மிக உயரத்திலுள்ள குளிர்காற்று, மழையில் மிக வேகமாகக் கீழே தள்ளப்படும்பொழுது காற்றோட்டம் மிகுந்த இரைச்சல் ஒலியுடன் உண்டாகிறது.

9-6 மின்னல்

சாதாரணமாக, ஒரு பொருளின் அணுவில் உள்ள நேர் மின்னூட்டமும் (positive charge) எதிர் மின்னூட்டமும் (negative charge) சமமாக இருக்கும். அப்பொழுது அந்தப் பொருள் மின் தடுநிலையில் (electrically neutral) இருப்பதாகச் சொல்கிறோம். இப்பொருள் உடையும்பொழுதோ அல்லது மற்றொரு பொருளுடன் உராயும்பொழுதோ மின்னூட்டங்கள் பிரிக்கப்படுகின்றன. உதாரணமாக, ஒரு கண்ணாடித் தண்டின் அணுவிலுள்ள நேர் மின்னூட்டமும், எதிர் மின்னூட்டமும் சமமாக இருக்கும். ஆனால் இந்தத் தண்டை ஒரு பட்டுத்துணியால் தேய்த்தால் தண்டு நேர் மின்னூட்டம்கொண்ட பொருளாகவும், துணி எதிர் மின்னூட்டம்

கொண்ட பொருளாகவும் ஆகின்றன. ஏனெனில் தண்டிலுள்ள சில எதிர் மின்னூட்டங்கள் துணிக்கும் துணியிலுள்ள சில நேர் மின்னூட்டங்கள் தண்டிற்கும் மாற்றப்படுகின்றன. அதாவது மின்னூட்டங்கள் உராய்வினால் பிரிக்கப்படுகின்றன. நேர், எதிர் மின்னூட்டங்கள் தனித்தனியாகப் பிரிந்து வெவ்வேறு இடங்களில் மிகுந்த செறிவுடன் இருந்தால், எதிர் மின்னூட்டப் பகுதியிலிருந்து நேர் மின்னூட்டப் பகுதிக்கு மின் இறக்கம் (discharge of electricity) ஏற்படும். அப்பொழுது மின்பொறி (spark) உண்டாகிறது. இந்த மின்பொறி அடுத்தடுத்து மிக விரைவில் தொடர்ந்து உண்டாகும்பொழுது நாம் தொடர்ச்சியான மின்னல் உண்டாவதைக் காண்கிறோம். இது செல்லும் வேகமும், ஒளியின் வேகமும் (3×10^{10} செ.மீ./வினடி) சமமாகும்.

முதலில் மின்னூட்டங்கள் மேகங்களில் எவ்வாறு பிரிக்கப்படுகின்றன என்று பார்ப்போம். காஸ்மிக் கதிர்களாலும் (cosmic rays) புறஊதாக் கதிர்களாலும் மற்றும் பல வழிகளிலும் காற்று மண்டலத்தில் அயனியாக்கம் தொடர்ந்து நடைபெறுகிறது.



படம் 9-1

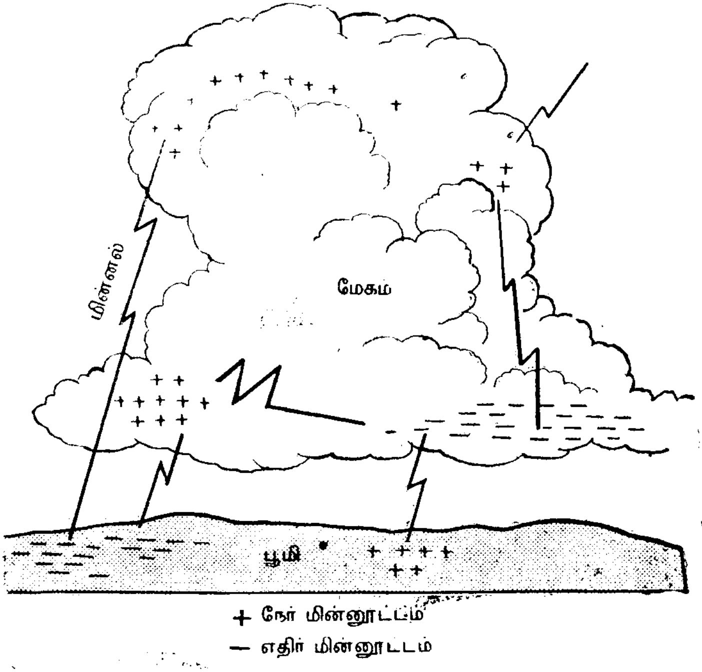
நீர்த்துளி, மின்புலம் உடைய காற்று மண்டலத்தில் விழுதலும், மின்னூட்டம் அடைதலும்

இதனால் நேர் அயனிகளும், எதிர் அயனிகளும் காற்றுமண்டலத்தில் உண்டாகின்றன. இவை காற்றுமண்டலத்தில் மின்புலத்தை உண்டாக்குகின்றன. இப்பொழுது மேகத்தின் மேல்மட்டத்தி லுள்ள ஒரு நீர்த்துளியானது, மின்புலம் உடைய காற்றுமண்டலத் தில், மேகத்தின் அடிமட்டத்தை நோக்கி விழுவதாக வைத்துக் கொள்வோம். தொடக்கத்தில் நீர்த்துளி, மின்நடுநிலையில் இருக் கும். ஆனால் இது மின்புலம் உடைய காற்றுமண்டலத்தில் விழும் பொழுது மேலும் மேலும் எதிர் மின்னூட்டங்களை ஈர்க்கிறது. அதனால் அது எதிர் மின்னூட்டத்தையும் அதனைச் சுற்றியுள்ள காற்றுப்பகுதி நேர் மின்னூட்டத்தையும் பெறுகின்றன. (படம் 9-1). இவ்வாறு மேகத்தின் மேல்மட்டத்திலிருந்து கீழ் மட்டத்தை அடையும் நீர்த்துளிகள் அதிக எதிர் மின்னூட்டத் தைக் கொண்டிருப்பதால், மேகத்தின் அடித்தளமும் அதிக எதிர் மின்னூட்டத்தைக் கொண்டிருக்கிறது. சிலசமயங்களில், பின்வரும் நேர் மின்னூட்டமும் (secondary positive charge) மேகத்தின் அடித்தளத்தில் சிறிதளவு காணப்படும்.

மேலும், மேகத்தின் மேல்மட்டத்தில் பனிப்படிகங்கள் இருக் கின்றன. அவைகளும் வளர்ந்து மேகத்தின் அடிமட்டத்தை நோக்கி விழுகின்றன. அப்பொழுது அதன் மேற்பரப்பிலுள்ள சிறிய நீர்த்திவலைகள், பனிப்படிகங்கள் முதலியன நேர் அயனி களாக மேல்மட்டத்திலேயே தங்கிவிடுகின்றன. பருமன் நிறைந்த பனிப்படிகங்கள் அடிமட்டத்தை நோக்கி விழும்பொழுது எதிர்மின் னூட்டங்களை ஈர்க்கின்றன. ஆகையால் அடிமட்டத்தை அடைந்த பனிப்படிகங்களும் அதிக எதிர் மின்னூட்டங்களைக் கொண்டிருக் கின்றன. இவ்வாறு மேகத்தின் மேல்மட்டத்தில் நேர் மின்னூட் டங்களைக் கொண்ட சிறிய நீர்த்திவலைகளும், அடிமட்டத்தில் எதிர் மின்னூட்டங்களைக்கொண்ட பெரிய நீர்த்துளிகளும், பனிப்படிகங் களும் இருக்கின்றன. (படம் 9-2). இவற்றிற்கிடையே உள்ள கவர்ச்சி விசை காரணமாக எதிர் மின்னூட்டங்கள் நேர் மின்னூட் டங்களை நோக்கிப் பாய்கின்றன. அதாவது மின் இறக்கம் ஏற்படுகிறது. அப்பொழுது உண்டாகும் மின்பொறிக்கு, மின்னல் என்று பெயர்.

மேலும் மேகங்களின் அடிமட்டத்திலுள்ள எதிர் மின்னூட்டங் கள் அவற்றின் நேர் கீழே பூமியில் நேர் மின்னேட்டத்தைத் தூண்டுகின்றன. இவைகளுக்கிடையிலும் மின் இறக்கம் ஏற்படு கிறது. அதேபோல, பின்வரு நேர் மின்னூட்டம் பூமியில் எதிர் மின்னூட்டத்தைத் தூண்டுவதால், மின் இறக்கம் ஏற்படுகிறது. மேகத்தின் மேல்மட்டத்திலுள்ள நேர் மின்னூட்டத்திற்கும்,

பூமியிலுள்ள எதிர் மின்னூட்டத்திற்கும் இடையே மின் இறக்கம் ஏற்படும். இரண்டு மேகங்களுக்கிடையேயும் மின் இறக்கம்



படம் 9-2

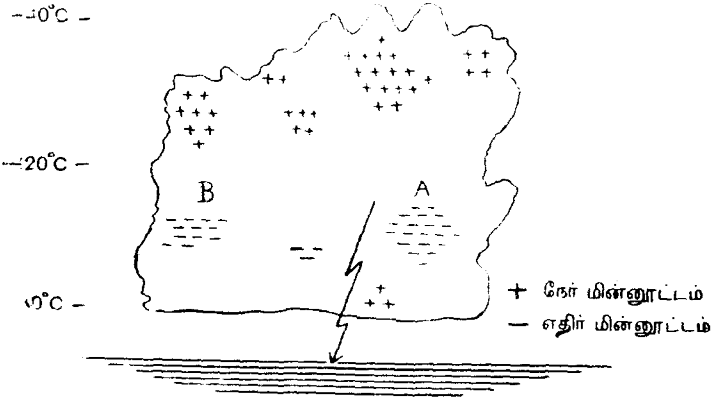
மின்னல் தோன்றும் பல வழிகள்

ஏற்படும். படம் 9-2-ல் மின்னல்கள் தோன்றும் பல வழிகளைக் காணலாம்.

9-7 மின்னலின் தன்மைகள்

மின்னூட்டங்கள் மேகத்தில் ஒரே இடத்தில் குவிந்திருப்பதில்லை. மேகத்தில் அவை, பல இடங்களை மையமாகக்கொண்டு அமைந்திருக்கின்றன (படம் 9-3). மேலும் மின்னூட்டங்கள் கொண்ட மேகத்தின் உயரத்திற்கும், நீர்த்திவலைகள் உறைந்து பனிக்கட்டியாக மாறும் உயரத்திற்கும் தொடர்பு உள்ளதாகக் கருதப்படுகிறது. புவிநடுக்கோட்டில் உறைமட்டம் (freezing level) மிக உயரத்தில் இருப்பதால், மின்னூட்ட மையங்களும் உயரத்தில் இருக்கின்றன. இந்நிலையில், மேகங்களுக்குள்ளேயே நேர் மின்னூட்ட மையத்திலிருந்து எதிர் மின்னூட்ட மையப்பகுதிக்கு

மின்னல்கள் உண்டாகின்றன. உறைமட்டம், பூமியிலிருந்து குறைந்த உயரத்திலிருந்தால், மின்னூட்டம்கொண்ட மேகமும் தாழ்வான உயரத்தில் இருப்பதால் மின்னல்கள் மேகத்திலிருந்து பூமிக்கு உண்டாகின்றன. பொதுவாக, எதிர் மின்னூட்டங்களைக் கொண்ட மேகத்தின் அடிமட்டம், காற்றுமண்டலத்தில் வெப்ப நிலை—5°C உள்ள பகுதிகளில் உள்ளன. மேகத்தின் நேர் மின்னூட்டப் பகுதி சுமார் 3 கி.மீட்டர் உயரத்தில் உள்ளது. (படம் 9-3)

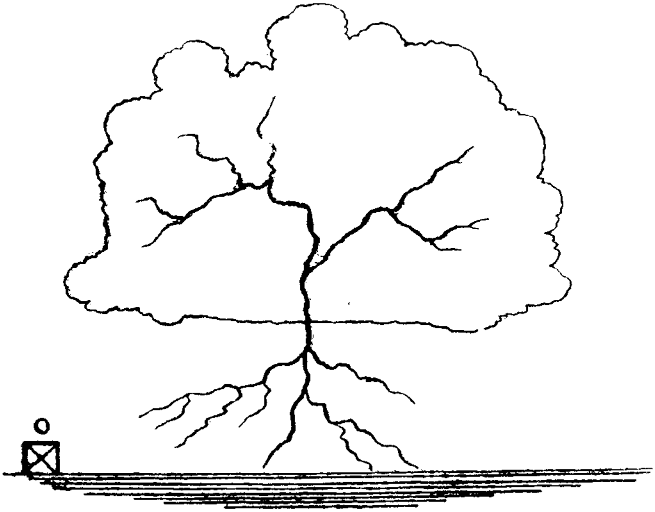


படம் 9-3

இடிமின் புயலில் மின்னூட்டங்களின் பங்கீடு

மின் இறக்கம் ஏற்படும் பாதை ஒரே அளவுள்ள நேர்கோட்டுப் பாதையாக இருப்பதில்லை. அது சீரற்றதாகவும், பல கிளைகளைக் கொண்டும் காணப்படுகிறது. இது மரத்திலுள்ள ஆணிவேர் பல கிளைகளுடன் இருப்பதுபோலவும், கிளை நதிகளைக்கொண்ட ஆறுகளைப் படத்தில் குறித்திருப்பதுபோலவும் காட்சியளிக்கும். (படம் 9-4) முதல் மின்வீச்சு மேகத்திலிருந்து பூமியைநோக்கி உண்டாகிறது. சில சமயங்களில் இது காற்றுமண்டலத்தின் வெப்பதட்ப நிலைகளுக்கேற்றவாறு, இரண்டாகப் பிரிகிறது. இது போல் பலமுறை ஏற்படும்பொழுது கிளைகளும் அதிகமாகத் தோன்றுகின்றன. இதில் ஏதேனும் ஒரு கிளை பூமியை அடையுமானால், பூமிக்கும் மேகத்திற்கும் இடையே நேரிடை மின் தொடர்பு ஏற்படுகிறது. அப்பொழுது பூமியிலிருந்து மேகத்திற்கு மின்னோட்டம் ஏற்படுகிறது.

மின்னலில் ஒரே ஒரு மின்வீச்சு மட்டும் உண்டாவதில்லை. பல மின் வீச்சுகள் (several strokes) உண்டாகின்றன. உதாரணமாக



படம் 9-4
மின்னலின் கிளைகள்

(படம் 9-3) மேகத்தின் A என்ற பகுதியிலிருந்து பூமிக்கு மின் இறக்கம் ஏற்பட்டுவிட்டதாகக் கொள்வோம். பின்பு A என்ற பகுதியும், பூமியும் கிட்டத்தட்ட ஒரே மின் அழுத்தத்தை அடையும். ஆனால் A என்ற பகுதிக்கும் B என்ற பகுதிக்கும் (படம் 9-3) இடையே மின்னழுத்தம் (electric potential) மிக அதிகமாக இருக்கும். இது இரண்டாவது மின் வீச்சை (second stroke) உண்டாக்குகின்றது. பல மையங்களைக்கொண்ட மின்னூட்டங்கள் மேகத்தில் இருப்பின் மேற்கூறியவாறு மின் வீச்சுகள் உண்டாகின்றன.

மேகத்திற்கும் பூமிக்கும் இடையே மின்னல் உண்டாகும் பொழுது இவை இரண்டிற்கும் உள்ள மின்னழுத்த வேறுபாடு (potential difference) 100 மில்லியன் வோல்ட்டு (volt) முதல் மில்லியன் (10^9 வோல்ட்) வோல்ட்டுவரை மாறுபடுகிறது. இதில் உருவாகும் மின்னோட்டத்தின் அளவு சுமார் 20,000 ஆம்பியர் முதல் 200,000 ஆம்பியர்வரை இருக்கிறது. மின் இறக்கம் சுமார் $\frac{1}{100}$ வினாடியிலிருந்து $\frac{1}{100,000}$ வினாடிக்கால அளவிற்குள் ஏற்படுகிறது. ஒவ்வொரு மின் வீச்சிலும் சுமார் 20 கூலும் (couloumb) மின்னோட்டம் உபயோகமாகிறது.

9-8. இடிதாங்கி (Lightning conductor)

மேகத்தின் அடித்தளம் எதிர் மின்னூட்டங்களைக் கொண்டிருக்கிறது. ஆகையால் அதன் நேர் கீழே உள்ள மிக உயர்ந்த கோபுரங்களுக்கு மேலே நேர் மின்னூட்டங்கள் தூண்டப்பட்டுக் குவிகின்றன. அப்பொழுது கோபுரத்தைச் சுற்றியுள்ள நிலப்பரப்பிலும் நேர் மின்னூட்டங்கள் சேர்ந்தாலும், கோபுரத்தின் உச்சி மேகத்திற்கு அருகில் இருப்பதால் மின்னலானது கோபுரத்தில் தாக்குகிறது. மேலும் ஒரு பொருளில் மின்னூட்டம் சேரும் பொழுது அதன் கூர்மையான முனைகளில் அதிகமாகக் குவிகின்றன. அப்பொழுது அம்முனைகளை முதலில் மின்னல் தாக்குகிறது. இவ்வாறு உயர்ந்த கட்டிடங்களையும், கோபுரங்களையும் மின்தாக்குவதற்கான சாத்தியக்கூறு அதிகமாகிறது. இவ்வாறு மின்னல் தாக்குவதைத் தடுக்க இடிதாங்கிகள் அமைக்கப்படுகின்றன.

இடிதாங்கி என்பது வேல்போன்று கூர்மையான முனைகளையுடைய உலோகத் துண்டாகும். இது கட்டிடத்தின் உச்சியில் பதிக்கப்பட்டிருக்கும். இதன் கீழ்முனையில் ஓர் உலோகக் கம்பியை இணைத்துக் கட்டிடத்தினூடே இழுத்துப் பூமியில் சேர்த்திருப்பார்கள். இப்பொழுது மேகத்தின் அடித்தளத்திலுள்ள எதிர் மின்னூட்டம் காரணமாகக் கட்டிடத்தின் உச்சியில் நேர் மின்னூட்டம் உருவாகிறது. ஆனால் இடிதாங்கியிலுள்ள கூர்மையான முனைகளில்தான் அதிக மின்னூட்டம் சேரும். ஆகையால் கட்டிடத்தை மின்னல் தாக்கும்பொழுது முதலில் இடிதாங்கியில் விழுகிறது. உடனே இடிதாங்கி உலோகக் கம்பியின் வழியாக மின்னூட்டங்களைப் பூமிக்குக் கடத்திவிடுகிறது. அதனால் கட்டிடத்திற்கு அழிவு உண்டாவதில்லை. இடிதாங்கி என்பது உண்மையில் மின்கடத்தியே ஆகும்.

9-9. இடி (Thunder) உண்டாகும் விதம்

மின்னலின் காரணமாக இடி உண்டாகிறது. மின்னல் காற்றினூடே மிகக் குறுகிய பாதையில் செல்லும்பொழுது காற்றின் வெப்பநிலை சுமார் 15,000°C வரை உயருகிறது. இது சூரியனின் மேற்பரப்பின் வெப்பநிலையைப்போல் (6,000°C) சுமார் $2\frac{1}{2}$ மடங்காகும். காற்று மேற்கூறிய வெப்பநிலையை சுமார் $\frac{1}{10^7}$ வினாடிக்குள் அடைகிறது. அப்பொழுது காற்று திடீரென்று விரிவடைந்து முன்னும் பின்னும் அதிரத் தொடங்குகிறது. இந்த அதிர்வின் காரணமாக ஒலி உண்டாகிறது. இதுவே இடி எனப்படும்.

ஒளியின் வேகம் விநாடிக்கு 1,86,000 மைல்கள் ஆகும். ஆனால் ஒலி ஒரு விநாடியில் $\frac{1}{5}$ மைல் தூரமே செல்கிறது. ஆகையால் வானத்தில் மின்னல் உண்டானால் உடனே அதை நாம் காணமுடிகிறது. ஆனால் இந்த மின்னலால் உண்டாகும் இடியோசை நம்மை அடைய நேரம் ஆகிறது. சாதாரணமாகச் சுமார் 10 மைல் தொலைவுவரை இடியோசையைக் கேட்கலாம். ஆயினும் சில குறிப்பிட்ட வெப்பதட்ப நிலையில் சுமார் 60 மைல் தொலைவுவரை கூட இடியோசை பரவுகிறது.

ஓரிடத்திலிருந்து மின்னல்தோன்றும் தொலைவையும் எளிதில் கணக்கிடலாம். உதாரணமாக, மின்னல்தோன்றி 10 விநாடிகளுக்குப் பிறகு இடியோசை கேட்பதாகக் கொள்வோம். ஒரு விநாடிக்கு ஒலி $\frac{1}{5}$ மைல் செல்கிறது. ஆகையால் 10 விநாடிகளில் ஒலி $\frac{1}{5} \times 10 = 2$ மைல் பயணம் செய்திருக்கவேண்டும். அதாவது மின்னல் 2 மைல் தொலைவில் தோன்றியிருக்கவேண்டும். சிலவேளைகளில் மின்னல் தெரியும். ஆனால் இடியோசை கேட்காது. இதற்குக் காரணம் மின்னல் மிக அதிகமான தொலைவில் உண்டாவதாகும். அங்கிருந்து இடியோசை காற்றினூடே வரும்பொழுது காற்றினால் உட்கவரப்பட்டு மறைந்துவிடுகிறது. (ஒளி ஆற்றலுடன் ஒப்பிடும்பொழுது ஒலி ஆற்றல் மிகமிகக் குறைவு). சிலவேளைகளில் ஒரு மின்னலுக்குப் பிறகு தொடர்ந்து நெடுநேரம் ‘கிடுகிடு’ என்று இடியோசை கேட்கும். இதற்கு இரண்டு காரணங்கள் உள்ளன. ஒன்று, மின்னல் மிகப் பெரியதாக இருக்கவேண்டும். அதனால் நெடுந்தொலைவுவரை மின்னல் படர்ந்து செல்லச்செல்ல இடியோசையும் தொடர்ந்து கேட்கிறது. இரண்டு, மின்னலில் தோன்றிய இடியோசை மேகங்களிலும், மலைத்தொடர்களிலும் பட்டுப் பலமுறை எதிரொலிக்க வேண்டும்.

9-10 மின்னலின் விளைவுகள்

மின்னல் இரண்டு வழிகளில் தாக்குகின்றது. ஒன்று, அலைத் தாக்குதல் மற்றொன்று வெப்பத் தாக்குதல். மின்னல் செல்லும் பாதையில் வெப்பநிலை மிக அதிகமாக இருப்பதால் காற்று விரிவடைந்து மிகக் கடுமையாக அதிர்கிறது என்று பார்த்தோம். இந்த அதிர்வலைகள் பொருள்களைத் தாக்கி அழிவுகளை உண்டாக்குகின்றன. இவ்வலைகள், சுற்சுவர்கள், கோபுரங்கள், மரங்கள் முதலியவற்றைத் தாக்கித் தகர்த்துவிடும் ஆற்றல் வாய்ந்தவை. மின்னலின் வெப்பத் தாக்குதல் மிகவும் ஆபத்தானது. மின்னலின் வெப்பம் மிகவும் அதிகம். இது பொருளில் படும்பொழுது மிக வேகமாகப் பரவி விடுகிறது. ஒரு ரப்பர் காப்பிட்ட (rubber insulated) கம்பியின் மீது மின்னல் தாக்கினால், அது உடனடியாகக்

கம்பியை அடைந்து அதனை உருக்கிவிடும். ஆனால் வெளிப்புற ரப்பர் காப்பு அழியாமல் அப்படியே இருக்கும். இதே போன்று மின்னல் மரத்தின் மீது பாயும்பொழுது மரம் பிளந்து விழுகிறது. சில வேளைகளில் வீட்டில் ஆணியில் மாட்டப்பட்டிருக்கும் படத்தின் ஆணி மட்டும் உருகிப் படம் கீழே விழுவதுண்டு. ஜன்னல் கம்பிகள், கண்ணாடிகள் முதலியன மின்னலால் தாக்கப்படும்பொழுது கண நேரத்தில் ஆவியாகி விடுவதுண்டு. கோவிலில் உள்ள மணிகள் இமைக்கும் நேரத்தில் உருகி விழுந்து விடுவதுண்டு. விண்ணில் பறக்கும் பறவைகளை மின்னல் வீச்சுத் தாக்கும்பொழுது அவை பொசுங்கி விழுவதுண்டு. குளங்களிலும் ஏரிகளிலும் மின்னல் படுவதால் மீன்கள் இறந்து மிதப்பதுண்டு.

ஆட்டு மந்தை மின்னல் வீழ்ச்சிக்குச் சாதகமான சூழ்நிலையாகும். செம்மறியாடுகள் கும்பலாக இருக்கும் பொழுது அவற்றைச் சூழ்ந்துள்ள வெதுவெதுப்பான காற்று, மின்னல் வீச்சுக்கு ஏற்ற பாதையாக அமைகிறது. அதனால் ஆட்டு மந்தைகளின் மீது மின்னல் விழுகிறது. மின்னல் தாக்கிய ஆட்டு மாமிசம் உண்ணுவதற்கு உதவாது. ஏனெனில் கொடிய வெப்பம் காரணமாக ஆட்டின் எலும்புகளும் கரைந்து மாமிசத்தோடு கலந்து உண்ணுவதற்கு அருகதையற்றதாக்கி விடும். ஒரு சமயம் ஒரு பெண்ணை மின்னல் தாக்கியதால் அவளது உடையும் அணிகலன்களும் மட்டும் எரிந்து போயின. ஆனால் அவளது உடலுக்கு ஊறு எதுவும் ஏற்படவில்லை. ஏனெனில் உலோக அணிகலன்களை மின்னல் எளிதாகத் தாக்கி உடனே ஆவியாக்கி விடுகிறது. ஆடையைப் பொறுத்த வரையில் அது வெப்பத்தால் எரிந்து அழிவதில்லை. மாறாக மின்னல் வெப்பம் காரணமாக, ஆடையின் நூலுக்கு இடையில் உள்ள காற்று வெப்பமடைந்து திடீரென விரிவடைகிறது. இந்த திடீர் விரிவு நூலைச் சுக்கு நூறாகப் பிய்த்து உதறி விடுகிறது. ஆனால் இவ்வாறு ஆடை மட்டும் அழிந்து உடலுக்குக் கேடு நேராதிருப்பது மிகவும் அரிதாகும்.

மின்னல் பல கேடுகளை விளைவித்தாலும் ஒரு விதத்தில் நன்மையை உண்டாக்குகிறது. மின்னலால் உண்டாகும் வெப்பம் காரணமாக நைட்ரஜன் வாயு காற்றிலிருந்து பிரிக்கப்பட்டு விடுகிறது. இது மழை நீரில் கரைந்து மண்ணில் விழுகிறது. அதனால் மண் வளம் பெருகுகிறது. மண்ணின் நீடித்த வளத்திற்கு இது முக்கிய காரணமாகும். மழைக்குப்பிறகு தரையில் பசும் புல் செழுமையாகத் தளிர்ப்பதற்கு இதுவே காரணமாகும்.

9-11. இடிமின் புயலின் வகைகள்

இடி மின் புயல் தோன்றுவதற்குக் காற்றில் ஈரம் நிறைந்திருக்க வேண்டும். கர்ற்று நிலைப்பாடற்றதாக இருக்க வேண்டும்.

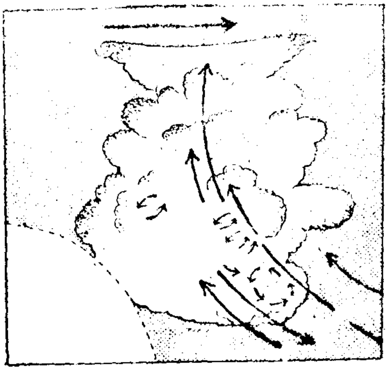
(பொதுவாக mT காற்று சில சமயங்களில் mP காற்று). மேலும் மாறுவீதம் அதிகமாக இருப்பதற்கு வேண்டிய சூழ்நிலைக் காற்றில் இருக்க வேண்டும். இவைகளை அடிப்படையாகவைத்து இடிமின் புயலை இரண்டு பெரும் பகுதிகளாய்ப் பிரிக்கலாம். ஒன்று காற்றுக் குவியல் இடிமின் புயல். மற்றொன்று முகப்பு இடிமின் புயல். மிகையான மாறுவீதம் பின் கண்ட பல முறைகளில் ஏற்படுகிறது. 1. சூரியக் கதிர் வீச்சினால் பரப்பு வெப்பமடைதல். 2. உயர்ந்த மட்டங்களில் வெப்பக் கதிர் வீச்சின் காரணமாகக் குளிர்ச்சியடைதல். 3. இடைமட்டச் சலன முறையால் பரப்பு வெப்பமடைதல். 4. மேல் மட்டங்களில் குளிர் காற்றின் கிடைமட்டச் சலனம். 5. கீழ் மட்டங்களில் வெப்பக் காற்றின் கிடைமட்டச் சலனம். 6. கிடைமட்டக் காற்றுக் குவிப்பு. 7. நிபந்தனைக்குட்பட்ட நிலைப் பாடற்ற நிலையில் உள்ள காற்று (conditionally unstable) காற்று மலைப் பகுதிகளில் மேலே உயர்த்தப் படுதல் (orographic thunderstorm). 8. காற்றுக் குவியல் முகப்பு மேலே உயர்த்தப் படுதல். மேற்கூறிய தனித்த முறைகளாலும் அவற்றின் சேர்க்கை விளைவுகளாலும் மிகையான மாறுவீதம் உண்டாகின்றன.

காற்றுக் குவியல் இடிமின் புயல்: இதில் மூன்று சிறு பிரிவுகள் உள்ளன. முதலாவது, வெப்ப அல்லது பிராந்திய இடிமின் புயல். இது மேலே குறிப்பிட்ட முதல் முறையால் உண்டாகிறது. ஆகையால் இது பெரும்பாலும் வெய்யிற் காலங்களில் வெப்பம் நிறைந்த பகுதிகளில் உண்டாகின்றது. இதில் பங்கு கொள்வது வெப்பமான, ஈரப்பதன் மிகுந்த mT காற்று ஆகும். டால்டிரம் பகுதியில், இவ்வகை இடிமின் புயல்கள் உருவாவதற்குச் சூழ்நிலைகள் சாதகமாக இருக்கின்றன. இது பிராந்தியத் தன்மை கொண்டது. இது உண்டாகும் பரப்பளவு மிகக் குறைவாகும். உயர்ந்த கட்டிடங்கள் நிறைந்த நகரங்களில் இதன் செறிவு அதிகமாக இருக்கும். காரணம் இக்கட்டிடங்கள் மிகையான வெப்பத்தை வெளிவிடுகின்றன. இவ்வகை இடிமின் புயல் எப்பொழுதும் ஆறுகளைக் கடந்து செல்லாது. ஏனெனில் அது ஆற்றைக் கடக்கும்போது குறைந்து பின்பு மறைந்துவிடும். பூமியை ஒட்டியுள்ள ஈரக்காற்று சூரிய வெப்பத்தால் வெப்பமடைந்து உயரச்சென்று கியூமுலஸ் மேகங்களை உண்டாக்குகிறது. இதனால் காற்று நிலைப்பாடற்ற நிலையை அடைகிறது. அதனால் இடிமின் புயல் தோன்றுகிறது.

காற்றுக்குவியல் இடிமின் புயலின் இரண்டாவது வகை, நிபந்தனையின் பேரில் நிலைப்பாடற்ற காற்று மலைப்பகுதிகளில் மிக உயரத்திற்கு உயர்த்தப்படுவதால் உண்டாகிறது. இவ்வாறு

காற்று மேலே தள்ளப்படும்பொழுது அதிலடங்கிய உள்ளுறை வெப்பம் வெளிப்படுகிறது. ஆகையால் இவ்வகைப் புயல் பெரும்பாலும் குன்றுப்பகுதிகளிலும், மலைப்பகுதிகளிலும் உண்டாகிறது. இது பிராந்திய வெப்ப இடிமின் புயலைப்போன்று இருக்கும். ஆனால் இது உண்டாகும் பரப்பளவு பிராந்திய இடிமின் புயல் உண்டாகும் பரப்பளவைவிட அதிகமாகும். மூன்றாவது வகை, கிடைமட்டச் சலனமுறையால் ஏற்படுகிறது. அதாவது கீழ்மட்டங்களில் வெப்பக்காற்றின் கிடைமட்டச் சலனத்தாலும், மேல்மட்டங்களில் குளிர்காற்றின் கிடைமட்டச் சலனத்தாலும் இந்த வகை இடிமின் புயல்கள் உருவாகின்றன. கீழ்மட்டங்களில் வெப்பக்காற்றில் கிடைமட்டச்சலனம் ஏற்படும்பொழுது, மேல் மட்டங்களில் வெப்பநிலை மாறுமல் இருந்தால், மாறுவீதம் மிகையாக இருக்கும். இதனால் காற்றில் மிக அதிக அளவில் சலனம் உண்டாவதால், இடிமின் புயல் தோன்றுகிறது. இதேபோல், மேல்மட்டங்களில் குளிர்காற்றின் கிடைமட்டச்சலனம், புயலை உருவாக்குகிறது.

முகப்பு இடிமின் புயல்: இதன் முதல் வகைக் குளிர் முகப்பு இடிமின் புயலாகும். இது குளிர்முகப்பின் இயல்புகளைக் கொண்ட



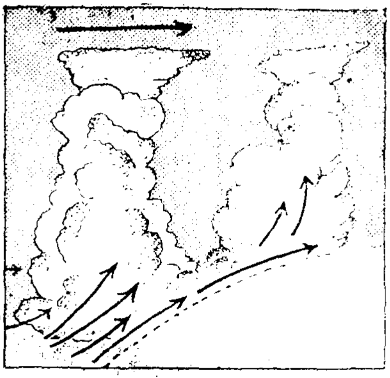
மேலே உள்ள பெரிய அம்புக்குறி, புயல் நகரும் திசையை குறிக்கிறது.

படம் 9•5

குளிர்முகப்பு இடிமின் புயல்

தாகும். (8•9 பிரிவைப் பார்க்கவும்). கோடைகாலத்தில் தோன்றும் சுழல்காற்று செல்லும் திசைகளில், V-போன்ற வடிவில், இப்புயல் தோன்றுகிறது. (படம் 9•5). வெப்பமான ஈரப்பதன்

நிறைந்த mT காற்றும், குளிர்ந்த உலர்ந்த அடர்ந்தி நிறைந்த காற்றும் சந்திக்குமிடம் குளிர்முகப்பாக அமைகிறது. அப்பொழுது காற்று மிக வேகமாக உயரத்தில் தூக்கப்படுகிறது. இதனால் காற்று கொந்தளிப்பு அடைந்து புயலை உண்டாக்குகிறது. இந்தப் புயற்காற்று பிராந்தியப் புயற்காற்றைப்போல் வெப்பம் அதிகமாக இருக்கும் நேரத்தில் மட்டும் உண்டாகாமல், எல்லா நேரங்களிலும் உண்டாகிறது. மேலும் இந்தப் புயல், பிராந்தியப் புயலைவிடக் கடுமையாக இருக்கும். முகப்பு இடிமின் புயலின் இரண்டாம் வகை வெப்பமுகப்பு இடிமின் புயலாகும். இது குளிர் முகப்பு இடிமின் புயலைப்போல அடிக்கடி உண்டாவதில்லை. இதற்குக் காரணம் இதில் காற்றின் சலனம் சாதாரணமாக இருப்பதே யாகும். இதில் பங்குகொள்ளும் காற்று பெரும்பாலும் mT காற்றே யாகும். இதுவும் V-போன்ற வடிவில்தான் உருவாகும். (படம் 9-6)



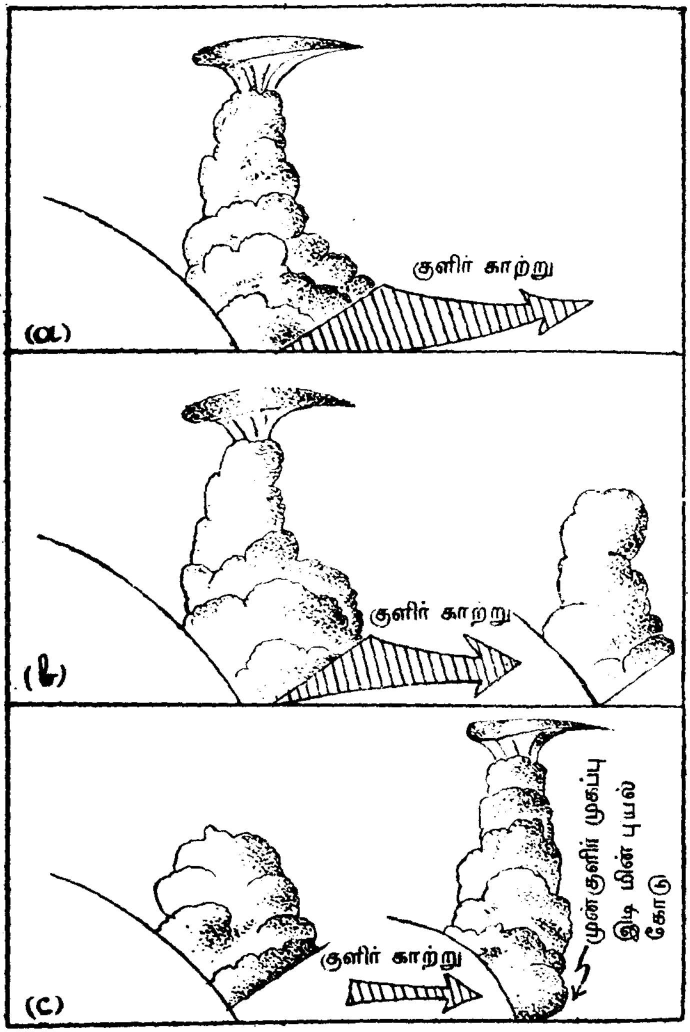
மேலே உள்ள பெரிய அம்புக்குறி, புயல் நகரும் திசையைக் குறிக்கிறது

படம் 9-6

வெப்ப முகப்பு இடிமின் புயல்

முகப்பு இடிமின் புயலின் மூன்றும் வகை, முதன்மை குளிர் முகப்பிற்கு முன்பாக சுமார் 100 அல்லது 150 மைல் தூரத்தில் உண்டாகிறது. ஆகையால் இதற்கு முன் குளிர்முகப்பு இடிமின் புயல் (pre-cold frontal thunderstorm) என்று பெயர். வானிலை வரைப்படத்தில் இப்புயல் உண்டாகும் பகுதிகளைச் சேர்க்கும் கோட்டிற்கு முன் குளிர்முகப்பு இடிமின் புயல் கோடு (pre-cold frontal squall line) என்றுபெயர். இப்புயல் மிகக் கடுமையான இடி மழை முதலியவற்றை உண்டாக்கும். முதன்மைக் குளிர் முகப்பிலுள்ள குளிர்காற்று அதற்கு முன்புறம் உள்ள வெப்பக் காற்றைத் தள்ளிக்கொண்டு முன்புறம் செல்கிறது. (படம் 9-7 *a*). இதனால் வெப்பக்காற்று வேகமாக மேலே தள்ளப்பட்டும்

படிப்படியாக வளர்கிறது (படம் 9·7 *b*). அப்பொழுது முதன்மைக் குளிர்முகப்பை ஒத்த மற்றொரு குளிர்முகப்பு உருவாகிறது. (pseudo cold front) (படம் 9·7 *c*). அப்பொழுது முதன்மைக்



படம் 9-7

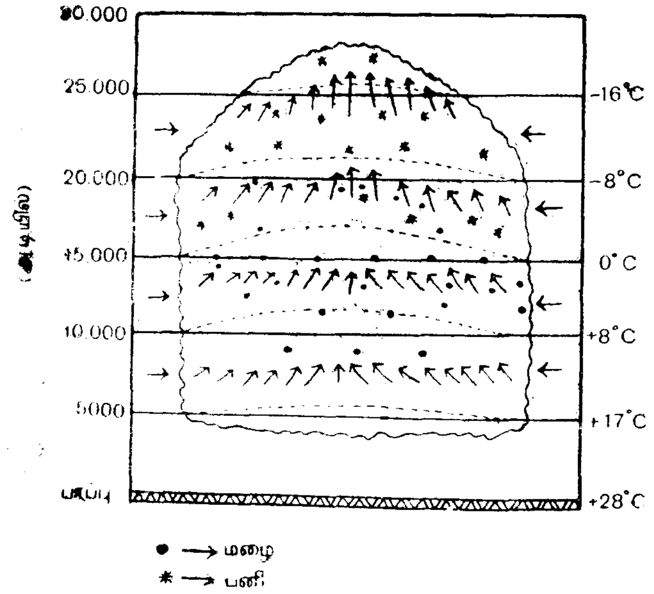
முன் குளிர்முகப்பு இடிமின் புயல் கோடு உருவாதல்

குளிர்முகப்பு பலவீனமடைந்துவிடுகிறது. இரண்டாவதாக உருவான குளிர்முகப்புத் தோன்றும்போது அழுத்தம் திடீரென்று

அதிகமாகும். அதிலிருந்து புதிய குளிர்முகப்புத் தோன்றியிருப்பதை அறியலாம்.

9-12 இடிமின் புயலின் தோற்றமும் மறைவும்

இடிமின் புயல் தோன்றி, வளர்ந்தபின்பு மறைவதற்கு மிகக் குறைந்த நேரமே ஆகிறது. இதன் வளர்ச்சியின் தொடக்கம் படம் 9-8-ல் கொடுக்கப்பட்டுள்ளது. படத்தில் இருப்பது கியூமிலஸ்

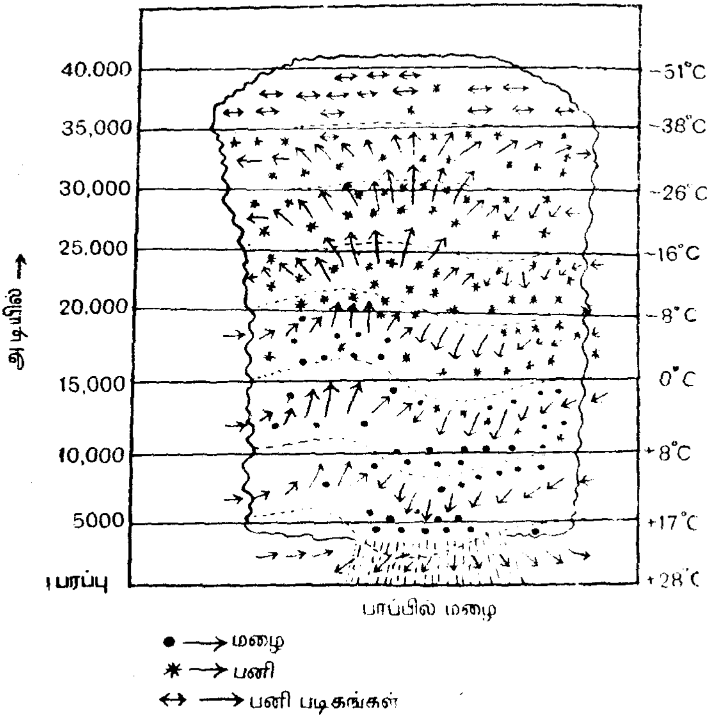


படம் 9-8

இடிமின் புயலின் தொடக்கநிலை

மேகத்தின் செங்குத்துப் பகுதியாகும். வளரும்நிலையில் இருக்கும் பொழுது மேகத்தில் உள்ள காற்று அதைச் சுற்றியுள்ள காற்றை விட அதிக வெப்பமாக இருக்கும் மேகம் முழுவதும் மேல்நோக்கிய காற்றோட்டம் பரவியிருக்கும். இந்த நிலையில் வெளியிலுள்ள கனமான காற்று மேகத்தைத் துளைத்து உள்ளே நுழையும். மேகத்தினுள், மேல்நோக்கி வீசும் காற்றினால், மேகம் மேல்நோக்கி வளர்ந்துகொண்டே போகும். சுமார் 10 அல்லது 15 நிமிடங்களில் அது சுமார் 25,000 அல்லது 30,000 அடி உயரம்வரை சென்றுவிடும். அப்பொழுது மேகத்திலுள்ள நீர்த்துளிகளின் பருமனும், பனிப் படிகங்களின் பருமனும் அதிகமாகிக்கொண்டே போகும். இவை வீழ்படிவாகாமல் மேல்நோக்கி வீசும் காற்று தடுத்துவிடும். ஆனால்

மேகத்தின் உட்பகுதியில் காற்றின் சலனத்தால் கொந்தளிப்பு ஏற்படும். அப்பொழுது மழைத்துளிகள், பனிப்படிகங்கள் முதலியன மேலும் கீழுமாகச் சுற்றும். இதனால்தான் நேர் மின்னூட்டங்கள் மேகத்தின் மேல்மட்டத்திற்கும், எதிர் மின்னூட்டங்கள் மேகத்தின் அடிமட்டத்திற்கும் பிரிக்கப்படுகின்றன. (9·6 பகுதியைப் பார்க்கவும்).



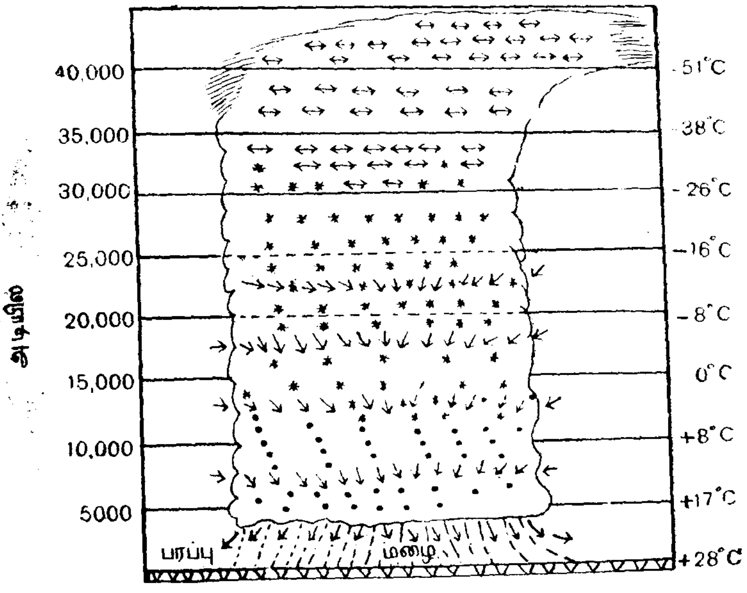
படம் 9-9

இடிமின் புயலின் வளர்ந்த நிலை

படம் 9-9 நன்றாக வளர்ந்தநிலையிலுள்ள கியூமிலஸ் மேகத்தைக் குறிக்கிறது. பனிப்படிகங்களும் நீர்த்துளிகளும் மேலும் மேலும் வளர்கின்றன. ஒருநிலை அடைந்தவுடன் மேல்நோக்கி வீசும் காற்றின் எதிர்ப்பையும் கடந்து, பெரிய மழைத்துளிகளும் கல்மாரியும் கீழ்நோக்கி விழுகின்றன. இது; மேகம் வளர்ந்து முடிந்தநிலையைக் குறிக்கிறது. இப்பொழுது மேகத்தின் சில பகுதிகளில் கீழ்நோக்கிய காற்றோட்டம் உண்டாகிறது. இக் காற்றோட்

டம் கீழ்நோக்கி விழும் மழைத்துளிகள் அதைச் சுற்றியுள்ள காற்றைக் கீழே இழுப்பதால், உண்டாகிறது. தொடக்கத்தில், இது மேகத்தின் நடுப்பகுதியிலும், கீழ்ப்பகுதியிலும் இருக்கும். பின்பு பக்கவாட்டிலும் செங்குத்தாகவும் பரவுகிறது. ஆனால் மேகத்தின் நடுப்பகுதியிலும், மேல்மட்டத்திலும் மேல்நோக்கி வீசும் காற்று மிகத் தீவிரமாக இருக்கும். இக்காற்று மணிக்குச் சுமார் 70 மைல் வேகத்தில் வீசுகிறது. இது குறைந்த நேரத்தில் அதிக வேகமாக வீசுவதால் மிக ஆபத்தானதாகும். கீழ்நோக்கி வீசும் காற்று, பூமியில் மிகுந்த விசையுடன் மோதுகிறது. அப்பொழுது இப் புயலின் இயல்புகள் வெளிப்படுகின்றன.

இடிமின்புயலின் இந்த இரண்டாவது நிலை சுமார் 15 முதல் 30 நிமிடம்வரை நீடிக்கிறது. பின்பு கீழ்நோக்கி வீசும் காற்றின்



படம் 9-10

இடிமின் புயலின் சிதைவடையும் நிலை

பரப்பளவு அதிகமாகிக்கொண்டே வருகிறது. கடைசியில் மேகம் முழுவதிலும் கீழ்நோக்கி வீசும் காற்றுப் பரவுகிறது. அப்பொழுது மேகத்தின் செங்குத்து உயரம் சுமார் 30,000 அடிமுதல் 40,000 அடி வரை இருக்கும். இந்நிலைகளில் மின்னல் மேகத்திற்கும் பூமிக்கும்

இடையே ஏற்படுகிறது. கல்மாரியும் நிறைந்த அளவு பூமியில் விழுகிறது.

படம் 9-10 மேகம் சிதைவடையும் நிலையைக் குறிக்கிறது. அதாவது, இது இடிமின்புயலின் கடைசிக் கட்டமாகும். இதில் மேல்நோக்கி வீசும் காற்று இராது. மேகம் முழுவதும் காற்றுக் கீழ்நோக்கியே வீசுகிறது. இப்பொழுது ஆவிச்சுருக்கத்தால் ஏற்படும் நீரின் அளவு குறைவாக இருப்பதால் கனமழை, தூறலாக மாறும். இந்த நிலையில் மேல்நோக்கி வீசும் காற்று இருப்பதில்லையாகையால், மேகம் அதன் அருகிலுள்ள காற்றின் வெப்பநிலையை அடைகிறது. இவ்வாறு இடிமின்புயல் மறைகிறது. இது முழுவதும் சிதைந்து மறையச் சுமார் 30 நிமிடங்கள் ஆகும்.

9-13 சூறைப்புயல் (Tornado)

புயற்காற்றுகளிலேயே மிகவும் தீவிரம் வாய்ந்தது சூறைப்புயலாகும். இது மிகக் குறைந்த பரப்பளவில், மணிக்குச் சுமார் 100 மைல் வேகத்தில் வீசுகிறது. இது பெரும்பாலும் அமெரிக்காவிலும் ஆஸ்திரேலியாவிலும் உண்டாகிறது. இக் காற்றின் விட்டம் சுமார் 500 முதல் 2,000 அடிவரை மாறுபடுகிறது. இதன் பெரும திசைவேகம் மணிக்குச் சுமார் 500 மைல் ஆகும். இது பூமியின் மேற்பரப்பில்தான் மிகத் தீவிரமாக இருக்கும். இதன் செங்குத்துத் திசைவேகம் மணிக்குச் சுமார் 150 மைல் முதல் 200 மைல்வரை இருக்கும். இது வீசும்பொழுது பயங்கரமான கர்ஜனை ஒலி காதைத் துளைக்கும். இதற்கும், இடிமின்புயல் கல்மாரி முதலியன உருவாவதற்கும் நெருங்கிய தொடர்பு உள்ளது. சூறைப்புயல் உண்டாவதற்குரிய காரணம் இன்னும் சரியாக ஆராயப்படவில்லை. காற்றுமண்டலத்தின் கீழ்மட்டத்தில் தோன்றும் நிலைப்பாடற்ற நிலையே இதற்குக் காரணம் எனக் கருதப்படுகிறது.

பாகம் 2

வாணிலைக் கருவிகளும் முன்னறிவிப்புகளும்

10. வானிலைக் கருவிகள்

காற்றுமண்டலத்தில் வெப்பநிலை, அழுத்தம், ஈரப்பதன் முதலியவை பெரிதும் மாறுபாடு அடைகின்றன. அங்கு காற்றோட்டங்கள் ஏற்படுகின்றன. மேகங்கள் உருவாகின்றன. இவை அனைத்தும் வானிலையின் உட்கூறுகளே. ஏனெனில் இவைகளில் ஏற்படும் மாற்றங்களை அறிவோமானால்,வானிலையை அறிந்தவர்களாவோம். உட்கூறுகளின் மாற்றங்களைப் பல வகைப்பட்ட கருவிகளால் அளக்கலாம். இவைகளை அளக்கும்முறை மிகத் துல்லியமாக இருந்தால் தான் அதனை வைத்துக் கணிக்கும் வானிலையும் சரியாக இருக்கும்.

நாம் இடியின் ஒலியைக் காதால் கேட்கிறோம். காற்றோட்டம் வேகமாக இருக்கும்பொழுது அதனால் ஏற்படும் ஒலி நமக்குக் கேட்கிறது. மரம், செடி, கொடி முதலியவற்றின் அசைவிலிருந்து காற்றோட்டத்தை உய்த்து உணர்கிறோம். ஒரு பொருளைத் தொட்டுப் பார்த்து அது குளிர்ச்சியாக உள்ளதா அல்லது வெப்பமாக உள்ளதா என்பதைத் தொடு உணர்வால் அறிகிறோம். மேகங்களையும், மழையையும், பனியையும் நாம் கண்ணால் காண்கிறோம். இடிமின் புயல் ஏற்படும்பொழுது உண்டாகும் ஓசோன் வாயுவின் வாசனையை நுகர்வுணர்வால் அறிகிறோம். நல்ல தூய மணமுடைய காற்றில் அழுகிப்போன பொருள்களின் துர்நாற்றம் கலந்திருந்தால் அதனையும் நுகர்வுணர்வால் அறிகிறோம். இவ்வாறு நமது ஐம்புலன்களும் வானிலை உட்கூறுகளை அறிய உதவுகின்றன. ஆனால் வானிலைகளைத் துல்லியமாக அறிவதற்கு இவை பயன்படா. உதாரணமாக நாம் ஒரு பொருளைத் தொட்டுப் பார்த்து அது குளிர்ச்சியாக இருக்கிறதா அல்லது வெப்பமாக இருக்கிறதா என்பதைத்தான் கூறமுடியுமே தவிர, அது எவ்வளவு வெப்பமானது அல்லது குளிர்ச்சியானது என்று சரிவரக் கூற இயலாது. அதேபோல, காற்று மெதுவாக வீசுகிறதா அல்லது வேகமாக வீசுகிறதா என்று மட்டும் கூறலாமே தவிர அது எவ்வளவு திசைவேகத்தில் வீசுகிறது என்பதைச் சரிவரக் கூறுதல் இயலாது. மழை பெய்யும்பொழுது அது கனத்த மழையா அல்லது தூறலா

என்பதைத்தான் கூறலாம். அது சரியாக எத்தனை அங்குல மழை என்பதைக் கூறுதல் இயலாது. ஆகவே வானிலையின் உட்கூறுகளைச் சரிவர அறிவதற்கு வானிலைக் கருவிகள் தேவைப்படுகின்றன. ஆகையால் இந்த அத்தியாயத்தில் காற்றின் வெப்பநிலை, ஈரப்பதன், அழுத்தம், காற்றோட்டங்களின் திசைவேகம், மழையின் அளவு முதலியவற்றைத் துல்லியமாக அளப்பதற்குப் பயன்படும் கருவிகளைப் பற்றிப் பார்ப்போம்.

10-1. வெப்பமானிகள்

குளிர்ப்பதனம் (air condition) செய்யப்பட்ட அறையிலிருந்து ஒருவன் குளிர்ப்பதனம் செய்யப்படாத ஒரு அறைக்குச் சென்றால், அவன் அந்த அறை வெப்பமாக இருக்கிறது என்று கூறுவான். ஆனால் வெய்யலில் அலைந்து திரிந்துவிட்டு ஒருவன் அதே அறைக்குச் சென்றால், அவன் அந்த அறை குளிர்ச்சியாக இருக்கிறது என்று கூறுவான். இவ்வாறு ஒரே அறையில் இருக்கும் இருவர், அந்த அறையின் வெப்பநிலையைப்பற்றி முற்றிலும் மாறுபட்ட கருத்துகளைக் கூறுவார்கள். ஆகையால், நமது உணர்வினால் வெப்பநிலையைக் கணக்கிடுவது சரியாகாது என்பதை அறிகிறோம்.

வெப்பநிலையை அளக்கும் கருவிகளுக்குப் பொதுவாக வெப்பநிலைமானி (thermometer) என்று பெயர். வெப்பநிலையைப் பல வகை அளவுமுறைகளால் கணக்கிடுகிறோம். இவைகளில் மிக முக்கியமானது சென்டிகிரேடு அளவுமுறை (centigrade scale) ஆகும். இதில் தண்ணீரின் உறைநிலை 0 டிகிரியும் ($0°C$), கொதிநிலை 100 டிகிரியும் ($100°C$) ஆகும். வானிலையில் பெரிதும் பயன்படும் மற்றொரு அளவுமுறைக்கு ஃபாரன்ஹைட் அளவு முறை (Fahrenheit scale) என்று பெயர். இதன்படி தண்ணீரின் உறைநிலை 32 டிகிரியும் ($32°F$), கொதிநிலை 212 டிகிரியும் ($212°F$) ஆகும். பின்கண்ட சமன்பாட்டைப் பயன்படுத்தி ஒரு அளவு முறையிலிருந்து மற்றொரு அளவுமுறைக்கு வெப்பநிலையை மாற்றலாம்.

$$°F = \left(\frac{9}{5} \times °C\right) + 32 \quad \cdots\cdots\cdots\cdots (10\cdot1)$$

$$°C = \frac{5}{9} \times (°F - 32) \quad \cdots\cdots\cdots\cdots (10\text{-}2)$$

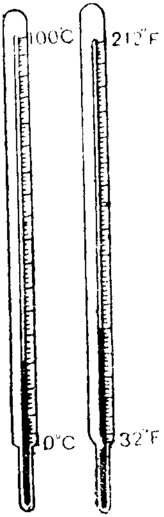
உதாரணமாக $30°C$ என்பது (10·1) என்ற சமன்பாட்டின்படி $86°F$-க்குச் சமம். $77°F$ என்பது (10·2) என்ற சமன்பாட்டின்படி $25°C$-க்குச் சமம். வானிலையில் மிகச் சிறப்பாகப் பயன்படும் மற்றொரு அளவுமுறைக்குத் தனி அளவை முறை (Absolute scale) என்று பெயர்.

இதை வில்லியம் தாம்ஸன் என்ற கெல்வின்பிரபு கண்டுபிடித்தார். ஆகையால் இதற்குக் கெல்வின் அளவுமுறை (Kelvin scale) என்று பெயர். இதன்படி 0 டிகிரி (0°K) என்பது வெப்பத்தின் கீழ்வரம்பு அதாவது அதற்குக் கீழே செல்லமுடியாத மிகக் குறைந்த வெப்ப நிலை. இந்த வெப்பநிலை —273°C-க்குச் சமம். அதாவது—273°C = 0°K அல்லது 0°A ; அல்லது 0°C = 273°K இதன்படி 27°C என்பது 300°Kக்குச் சமமாகும்.

வெப்பநிலைமானியின் வகைகள் : வெப்பநிலைமானிகளை, அதன் கோட்பாடுகளை (principles) வைத்து நான்கு வகைகளாகப் பிரிக்க லாம். 1. பொருள்கள் வெப்பத்தால் விரிவடைகின்றன. உதா ரணமாக பாதரசம், ஆல்க்கஹால் முதலியன. இந்தக் கோட் பாட்டை உபயோகித்து வெப்பநிலைமானிகள் உருவாக்கப்படு கின்றன. இவைகளுக்கு பாதரச அல்லது ஆல்க்கஹால் வெப்ப நிலைமானி என்று பெயர். 2. வெப்பநிலை மாறுபாட்டினால், வாயுக்களின் அழுத்தம் பருமன் முதலியன மாறுகின்றன. வாயுவின் அழுத்தத்தை நிலையாக வைத்து, வெப்பநிலைக்கேற்ற வாறு அதன் பருமன் எவ்வாறு மாறுகிறது என்பதைக் கொண்டு வெப்பநிலையைக் கணக்கிட உதவுவது அழுத்த மாறு வாயு வெப்ப நிலைமானியாகும். (constant pressure gas thermometer). வாயு வின் பருமனை நிலையாக வைத்து, வெப்பநிலைக்கேற்றவாறு அதன் அழுத்தம் எவ்வாறு மாறுகிறது என்பதைக்கொண்டு வெப்பநிலை யைக் கணக்கிடுவது பருமன் மாறு வாயு வெப்பநிலைமானியாகும். (constant volume gas thermometer). இவ்வெப்பநிலைமானியில் ஒரு வாயுவின் அழுத்தம் அதன் வெப்பநிலைக்கு (கெல்வின் அளவு முறை யில்) நேர்விகிதத்தில் மாறுகிறது. 3. ஒரு பொருளின் தடை யானது (electrical resistance) வெப்பநிலைக்கு நேர்விகிதத்தில் மாறுபடுகின்றது. இக்கோட்பாட்டை வைத்து உருவாக்கப்படும் வெப்ப நிலைமானிக்கு, மின்தடை வெப்பநிலைமானி (Resistance thermometer) என்று பெயர். 4. ஸ்டீபானின் விதியை (Stefan's law — 3-3 என்ற பகுதி) உபயோகித்து மிக உயர்ந்த வெப்ப நிலைகளைக் கணக்கிடலாம். இவைகளுக்கு ஒளியியல் பைராமீட்டர் (optical pyrometer) என்று பெயர்.

வானிலையில் பயன்படும் வெப்பநிலைமானிகள்: சாதாரணமாகப் பயன்படுத்தப்படும் வெப்பநிலைமானி, பாதரச வெப்பநிலைமானி யாகும். இது ஒரே சீரான கண்ணாடி நுண் குழாயால் (capillary tube) ஆனது ஆகும். அதன் அடியில் உள்ள ஒரு சிறு கண்ணாடிக் குமிழில் பாதரசம் நிரப்பப்பட்டிருக்கும். நுண் குழாய்த்தண்டில் வெப்பநிலை அளவுகள் குறிக்கப்பட்டிருக்கும். வெப்பநிலை அதிக

மானால், குமிழில் உள்ள பாதரசம் விரிவடைந்து நுண் குழாய் வழியாக உயர்ந்து ஓரிடத்தில் நிற்கும். அதற்கு நேரான தண்டில் குறிக்கப்பட்டுள்ள வெப்பநிலையே சரியான வெப்பநிலையாகும். (படம் 10-1). இவ்வாறு இந்த வெப்பநிலை மானியைக்கொண்டு வெப்பநிலையை நேரிடையாக அளக்கலாம். இதைக் கொண்டு அளக்கப்படும் சிறும வெப்பநிலை — 40°C (C அல்லது F) ஆகும். வானிலைக்குத் தேவையான அளவு பெரும வெப்பநிலையையும் இதன் உதவியால் அளக்கலாம். இதனினும் குறைந்த வெப்பநிலையை அளப்பதற்கு, பாதரசத்திற்குப் பதிலாக, ஈத்தைல் ஆல்க்கஹால் (ethyl alcohol) பென்டேன் (pentane) போன்ற உறைநிலை குறைந்த பொருள்கள் பயன் படுத்தப்படுகின்றன.



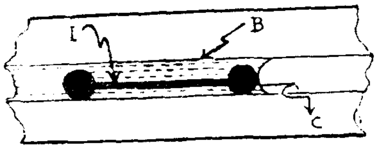
(*a*) சென்டிகிரேடு வெப்ப நிலைமானி
தண்ணீரின் உறைநிலை 0°C
தண்ணீரின் கொதிநிலை 100°C

(*b*) ஃபாரன் ஹைட் வெப்பநிலைமானி
தண்ணீரின் உறைநிலை 32°F
தண்ணீரின் கொதிநிலை 212°F

படம் 10-1
பாதரச வெப்பநிலை மானிகள்

சிறும வெப்பநிலையை அளக்க ஆல்க்கஹால் வெப்பநிலைமானி பயன்படுகிறது. (படம் 10-2) வெப்ப நிலை குறையும்பொழுது ஆல்க்க ஹால் குழாயில் பொருத்தப் பட்டுள்ள ஒரு காட்டி (index) கீழ் நோக்கித் தள்ளப்படுகிறது. வெப்ப நிலை அதிகமாகும்பொழுது திரவம் காட்டியைச் சூழ்ந்து எளிதாக மேலே சென்று விடுகிறது. காட்டி மட்டும் அந்த இடத்திலேயே நின்று விடுகிறது. இது கிடைமட்டமாகப் பொருத்தப்பட்டிருக்கும். பெரும வெப்பநிலையை அளக்க ஒரு தனி பாதரச வெப்பநிலைமானி பயன்படுகிறது (படம் 10-3). இதன் கீழ்க்கோளக்குமிழின் அருகில் ஒரு சிறிய இடுக்கு (constriction) இருக்கிறது, வெப்பநிலை அதிகமாகும்பொழுது இடுக்கின் வழியாகக் கீழ்க்குமிழிலிருந்து தண்டிற்குப் பாதரசம் எளிதாகச் செல்லும். வெப்பநிலை குறையும்பொழுது, இடுக்கிற்கும் மேலேயுள்ள பாதரஸ மட்டம் அப்படியே இருக்கும். ஆனால் இடுக் கிலிருந்து கீழ்மட்டத்திலுள்ள பாதரசம் கீழேயுள்ள கோள வடிவக்

குமிழுக்குச் சென்றுவிடும். இது மருத்துவர்கள் உபயோகப்படுத்தும் வெப்பநிலைமானியின் கோட்பாட்டை அடிப்படையாகக் கொண்டதாகும்.

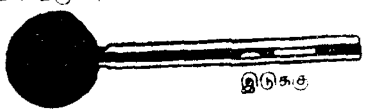


I → காட்டி B → துளை
C → திரவத்தின் பிறைத்தளம் (Meniscus)

படம் 10-2

சிறும வெப்பநிலைமானி (திரவம் - ஆல்க்கஹால்)

வெப்பநிலை வரைவி (Thermograph) : நேரத்திற்கேற்றவாறு வெப்பநிலை எவ்வாறு மாறுகிறது என்பதைக் குறிக்கும் கருவிக்கு வெப்பநிலை வரைவி என்று பெயர். இக்கருவியில் பயன்படுவது

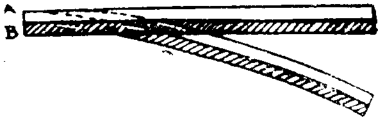


படம் 10-3

பெரும வெப்பநிலைமானி

இரட்டை உலோக (biometal) கோட்பாடாகும். (படம் 10·4). வெவ்வேறு நீள் விரிவு எண்களை (coefficient of linear expansion) உடைய A, B என்ற இரண்டு உலோகங்கள் உருக்கி இணைக்கப்பட்டிருக்கின்றன. (welded) வெப்பநிலை மாறும்பொழுது, இரண்டு உலோகங்களும் விரிவடைகின்றன, அல்லது சுருக்கமடைகின்றன. அப்பொழுது இரட்டை உலோகத்துண்டு வளைகிறது. இந்த வளைவு பெருக்கப்பட்டு (magnified) ஒரு சுழல் உருளையில் சுற்றப்பட்டுள்ள வரைப்படத்தாளில், ஒரு பேனாவின் உதவியால் குறிக்கப்படுகிறது. இதிலிருந்து அன்றாட வெப்பநிலை மாற்றங்களை அறியலாம். வெப்பநிலை மாற்றங்களைக் கணக்கிடும் மற்றொரு கருவிக்கு போர்டன் குழாய் வெப்பநிலை வரைவி (Bourdon tube thermograph) என்று பெயர். இதில் இரட்டை உலோகத்திற்குப் பதிலாக, கரிமத் திரவத்தால் (organic) நிரப்பப்பட்ட வளைந்த, தட்டையான ஒரு

உலோகக் குழாய் பயன்படுத்தப்படுகிறது. திரவத்தின் பரும விரிவு எண்ணும், (coefficient of cubical expansion), உலோகக்



A, B → வெவ்வேறு நீள் விரிவு எண்களைக் கொண்ட இரண்டு உலோகங்கள்

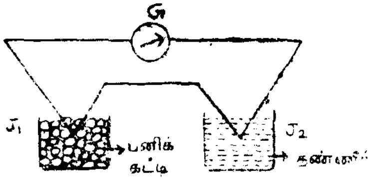
படம் 10-4

இரட்டை உலோகங்கள்

குழாயின் பரும விரிவு எண்ணும் வெவ்வேறாக இருப்பதால், வெப்ப நிலை மாறும்பொழுது உலோகக் குழாயானது உருமாற்றமடையும். இது, பெருக்கப்பட்டு, வரைத்தாளில் குறிக்கப்படுகிறது.

மின்சார வெப்பநிலை வரைவி (Electric theromograph): இதை இரண்டு வகைகளாகப் பிரிக்கலாம். ஒன்று வெப்பநிலை சார்தடை (thermistar) வகை. மற்றொன்று வெப்பமின் இரட்டை (thermo-couple) வகை. வெப்பநிலையில் குறைந்த மாற்றம் ஏற்படினும் வெப்பநிலை சார்தடையாகப் பயன்படும் உலோகத்தின் தடையில் பெரிய மாற்றம் ஏற்படும். அதாவது உலோகத்தின் தடையானது, வெப்பநிலை உணர்வு நுட்பம் (sensitiveness) கொண்டது. இது முதல் வகையைச் சார்ந்தது. தடையை அளக்க ஓம் மானி (Ohm meter) அல்லது வீட்சன் சுற்றமைப்பு பயன்படுகிறது. வெப்ப நிலைக்கும் தடைக்கும் உள்ள தொடர்பு ஒரு மானியில் (meter) பதிவு செய்யப்படுகிறது, அல்லது சுழன்றுகொண்டிருக்கும் ஒரு வரைப் படக் காகிதத்தில் பதிவு செய்யப்படுகிறது. இக்கருவி உருவில் மிகச் சிறியது. ஆகையால் உபயோகிக்க மிகவும் வசதியானது. இரண்டாம் வகை வெப்பமின் விளைவுக் (thermo-electric effect) கோட்பாட்டைக் கொண்டது. (படம் 10-5). ஒரு உலோகத் துண்டின் இரண்டு முனைகளையும் மற்றொரு உலோகத் துண்டின் இரண்டு முனைகளுடன் தனித்தனியே சேர்த்தால் இரண்டுசந்திகள் (junctions) உண்டாகும். இந்த அமைப்பிற்கு வெப்பமின் இரட்டை என்று பெயர். ஒரு சந்தி வெப்பமாகவும், மற்றொரு சந்தி குளிர்ச்சியாகவும் இருந்தால், இவ்விரண்டு சந்திப்புக்களுக்கிடையே மின் ஓட்டம் ஏற்படுகிறது. இந்த மின்சாரத்தை ஒரு கால்வனுமீட்டர் (galvanometer) உதவியால் அளக்கலாம். இதன் அளவு, வெப்பச் சந்தி, குளிர்ச்சந்தி இவைகளின் வெப்பநிலை வித்தியாசத்திற்கு

நேர்விகிதத்தில் மாறுகிறது. இவ்வாறு வெப்பமின் இரட்டையின் உதவியால் வெப்பநிலையை அளக்கும் வெப்பமானிக்கு வெப்பமின்



G → கால்வனு மீட்டர்
J_1, J_2 → இரண்டு சந்திகள் (வெவ்வேறு வெப்பநிலைகளைக் கொண்டவை)

படம் 10-5

வெப்பமின் வெப்பநிலைமானி

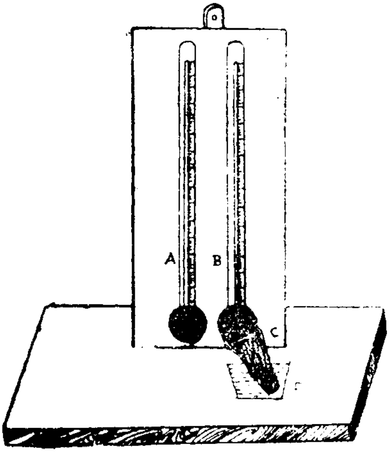
வெப்பநிலைமானி (theremo-electric thermometer) என்று பெயர். ஆனால் இது, வானிலையியலில் பெரிதும் பயன்படுத்தப்படுவதில்லை.

10-2. ஈரப்பதனை அளக்கும் கருவிகள்

காற்றிலுள்ள ஈரப்பதனை அறிய வேண்டியது வானிலை ஆய்வாளர்களுக்கு மிகவும் முக்கியமாகும். ஈரப் பதனிலிருந்து தான் மேகங்களும், மூடுபனிகளும் தோன்றுகின்றன. நமது பூமியைப் பசுமையாக்கும் மழையும் பனியும் பெய்கின்றன. மயிர் ஈரமானியை (hair hygrometer) உபயோகித்து ஈரப்பதனை ஓரளவு துல்லியமாகக் கணக்கிடலாம். மனிதனின் மயிரும், மிருகத்தின் மயிரும் ஈரக் காற்றில் நீண்டதையும் உலர்ந்த காற்றில் சுருங்கியதையும் ஸ்விட்ஸர்லாந்தைச் சேர்ந்த மண்ணூல் வல்லுநர் ஹொரஸ் பெனிடிக்ட் டி சாசூர் என்பவர் உணர்ந்தார். காற்றின் வெப்பநிலைக்கும் இதற்கும் தொடர்பில்லை என்பதையும் இவர் கண்டார். அதனால் மனித மயிரைக்கொண்டு ஒரு நேர்த்தியான கருவியை அவர் உருவாக்கினார். காற்றின் ஈரப்பதன் மாறிய பொழுது கருவியிலிருந்த மயிர்களின் நீளமும் மாறுபட்டது. இத்தகைய மாறுதல்கள் ஒரு முள்ளோடு தொடர்புபடுத்தப்பட்டு, அம்முள் ஓர் அளவுகோலின் மீது இயங்கும்படி அமைக்கப் பட்டிருந்தது. அதனால் காற்றின் ஈரப்பதனை அளக்க முடிந்தது. இவ்வாறு முதலாவது மயிர் ஈரமானி அமைக்கப்பட்டது.

ஜெர்மன் நாட்டைச் சார்ந்த ரிச்சர்ட் ஆஸ்மன் என்பவர் மற்றொரு ஈரமானியை உருவாக்கினார். இதற்கு உலர்ந்த ஈரக்குமிழ்

ஈரமானி (dry and wet bulb hygrometer) என்று பெயர். (படம் 10-6). இது காற்றிலுள்ள ஈரத்தை மிகத் திருத்தமாக அளப்பதற்கு பயன்படும் எளிமையான செயல்முறைக் கருவியாகும். இதில் இரண்டு வெப்பமானிகள் இருக்கின்றன. இவற்றில் ஒன்று காற்றின் வெப்ப நிலையை அளக்கப் பயன் படுகிறது. இதற்கு உலர்ந்த குமிழ் (dry bulb) என்று பெயர். மற்றொன்று ஈரக் குமிழ் (wet bulb) எனப் படும். இதன் ஒரு கோடி ஈரமாக்கப்பட்டுள்ளது. இவை இரண்டும் ஒரே சட்டத்தில் பொருத்தப் பட்டுள்ளன. இக்கருவியின் மீது எப்பொழும் காற்று வீசிக்கொண்டிருக்க வேண் டும். அதனால் இக்கருவி எப்பொழுதும் சுழன்று கொண்டேயிருக்கும் வண் ணம் அமைக்கப்பட்டிருக் கும். அல்லது சுழலும் விசிறியால் இதற்கு எப் பொழுதும் காற்றோட்டம் கிடைக்கும்படி அமைந்திருக்கும். இக் காற்றோட்டத்தினால் ஈரக்குமிழின் மீதுள்ள தண்ணீர் ஆவியாகிறது. அப்பொழுது ஈரக்குமிழ் குளிர்ச்சியடைகிறது. வெயிற்காலத்தில் வியர்வை ஆவியாகும் பொழுது உடலில் ஏற்படும் குளிர்ச்சியைப் போன்றதே இதுவும். இக்குளிர்ச்சி ஈரக்குமிழின் வெப்பநிலையை தாழ்த்துகிறது. இந்த இரண்டு குமிழ்களுக்கும் இடையே உள்ள வெப்பநிலை வேறுபாடு காற்றின் வறட்சியை குறிக்கிறது. இந்த வேறுபாடு எவ்வெளவுக்கெவ்வளவு அதிகமாக இருக்கிறதோ அவ்வளவுக்கவ்வளவு காற்றின் வறட்சியும் அதிகமாக இருக்கும். காற்று எவ்வளவு நீரைக் கொள்ள முடியுமோ அவ்வளவையும் கொண்டிருந்தால், இந்த இரண்டு குமிழ்களின் வெப்ப நிலைகளும் ஒன்றாக இருக்கும். அப்பொழுது காற்றின் ஈரப்பதன் நூற்றுக்கு நூறாகும்.



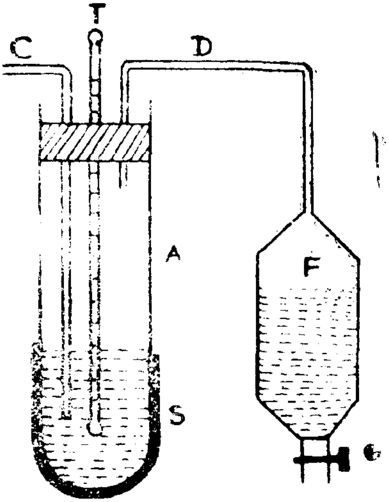
A—உலர்ந்த குமிழ்
B—ஈரக்குமிழ்
C—ஈரத்துணி
D—தண்ணீர் உள்ள முகவை

படம் 10-6

உலர்ந்த-ஈரக் குமிழ் ஈரமானி

ரெனல்ட்ஸ் பனிநிலை ஈரமானி (Regnaults dew point hygrometer): (படம் 10-7) இது அகன்ற கண்ணாடிக் குழாயில் (A) ஆனது.

இக்கண்ணாடிக் குழாய் மூன்று துவாரங்கள் உடைய ஒரு கார்க்கினால் அடைக்கப்பட்டுள்ளது (படம் 10-6). ஒரு துவாரத்தின் வழியாக ஒரு வெப்பமானி (T) செருகப்பட்டுள்ளது. மற்ற இரண்டு துவாரங்களில் இரண்டு கண்ணாடிக் குழாய்கள் பொருத்தப்பட்டுள்ளன. (C, D) அகன்ற கண்ணாடிக் குழாயின் அடிப்பாகத்தைச் சுற்றியும், வெளிப்பக்கம் பொலிவு (brightness) கொண்ட ஒரு வெள்ளிக் கோப்பைப் பொருத்தப்பட்டிருக்கிறது. இக் குழாயில் குறைந்த அளவு ஈதர் எடுத்துக் கொள்ளவேண்டும். C என்ற குழாய் ஈதரில் மூழ்கியிருக்க வேண்டும். D என்ற குழாய் (F) எனக் குறிக்கப்பட்டுள்ள ஒரு குடுவையுடன் தொடர்பு கொண்டுள்ளது. குடுவை F-லிருக்கும் நீரை வெளியேற்றும்பொழுது, C என்ற குழாயின் வழியாக வெளியிலிருக்கும் காற்று ஈதர் வழியாக குமிழ் (bubble) இட்டுக் கொண்டு செல்கிறது. அப்பொழுது ஈதர் ஆவியாகிறது. இதனால் ஈதரின் வெப்பநிலை குறைகிறது. வெப்பநிலை ஒரு குறிப்பிட்ட அளவை அடையும்பொழுது காற்றிலுள்ள நீராவி குளிர்ந்து வெள்ளிக் கோப்பையைச் சுற்றிப் பனித்துளிகள் உருவாகின்றன. அப்பொழுது வெப்பநிலையைக் குறித்துக் கொள்ளவேண்டும். பின்பு குடுவையிலிருந்து தண்ணீர் வெளிச் செல்வதை நிறுத்திவிட வேண்டும். சிறிது நேரத்தில் பனித்துளி மறைந்துவிடும். அப்பொழுது வெப்பநிலையைக் குறித்துக் கொள்ளவேண்டும். இவ்விரண்டு வெப்பநிலைகளின் சராசரி பனிநிலையைக் (dew point) கொடுக்கிறது. பல வெப்பநிலைக்குரிய தெவிட்டிய ஆவி அழுத்தம், முன்பே கணக்கிடப்பட்டுள்ளது. பனிநிலை, அறைவெப்பநிலை இவைகளுக்குரிய தெவிட்டிய ஆவி அழுத்தத்தை அட்டவணையிலிருந்து தெரிந்துகொள்ளலாம். பின்பு



A—அகன்ற கண்ணாடிக் குழாய்
C, D,—கண்ணாடிக் குழாய்கள்
T—வெப்ப நிலைமானி
S—பொலிவு கொண்ட வெள்ளிக் கோப்பை
F—குடுவை

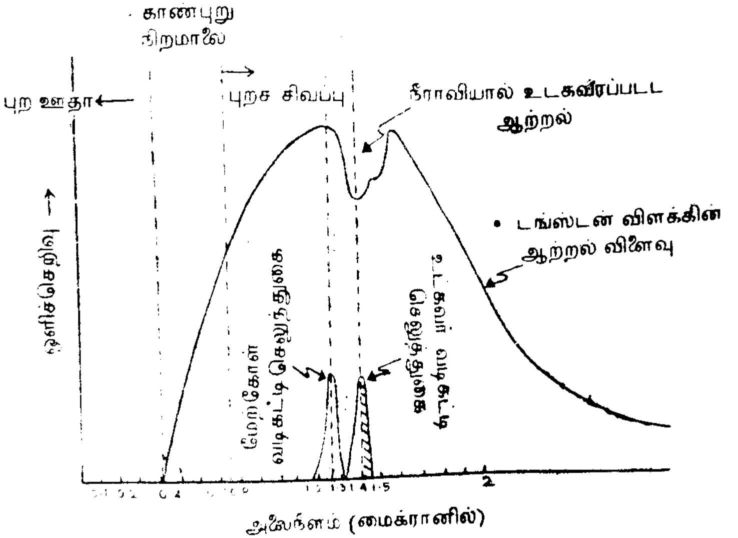
படம் 10-7

ரெனால்ட்ஸ் பனிநிலை ஈரமானி

கீழ்வரும் சமன்பாட்டை (6·4 என்ற சமன்பாடு) உபயோகித்து ஒப்பு ஈரப்பதனைக் கணக்கிடலாம்.

$$\text{ஒப்பு ஈரப்பதன்} = \frac{\text{பனிநிலையில் தெவிட்டிய ஆவி அழுத்தம்}}{\text{அறை வெப்பநிலையில் தெவிட்டிய ஆவி அழுத்தம்}}$$

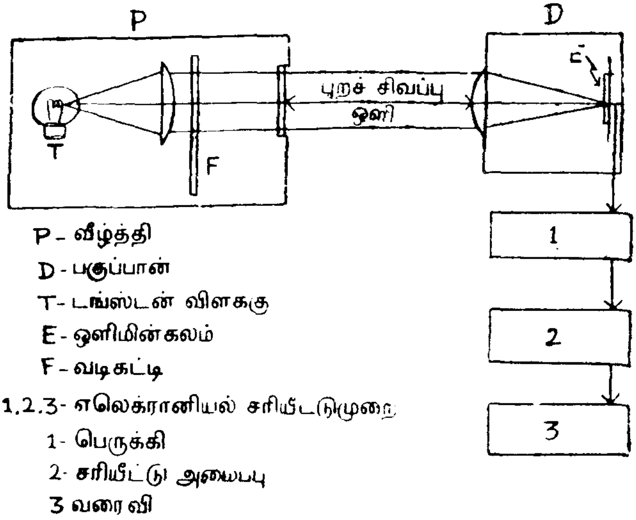
புறச்சிவப்பு உட்கவர்தல் ஈரமானி (Infrared absorption hygrometer): தற்காலத்தில் பெரிதும் பயன்படுவது இக் கருவியே ஆகும். நீராவியானது 1-4 மைக்ரான் அலைநீளமுள்ள புறச்சிவப்



டங்ஸ்டன் விளக்கின் ஆற்றல் வெளிவிடு நிறமாலை
படம் 10-8 (*a*)
புறச்சிவப்பு உட்கவர் ஈரமானி

புக் கதிரை மிகையாக உட்கவருகிறது, என்னும் கோட்பாட்டின் அடிப்படையில் இக்கருவி உருவாக்கப்பட்டுள்ளது. டங்ஸ்டன் விளக்கு (tungsten lamp) புறச்சிவப்புக் கதிர்மூலமாகப் (source) பயன்படுகிறது. இதன் ஆற்றல் வெளிவிடு நிறமாலை (energy emission spectrum) படம் 10-8a-ல் கொடுக்கப்பட்டுள்ளது. இதன் மூன்று முக்கிய பாகங்கள், வீழ்த்தி (projector), பகுப்பான் (detector), எலக்ட்ரானியல் சரியீட்டு அமைப்பு (electronic balancing system) என்பனவாகும் (படம் 10-8 *b*). வீழ்த்தியினுள் இருப்

பது டங்ஸ்டன் விளக்கு. இதில் இருந்து சுமார் ஒரு மீட்டர் தூரத்தில் பகுப்பான் வைக்கப்பட்டுள்ளது. பகுப்பானில் இருப்பது புறச்சிவப்பு உணர்வு நுட்பம் உடைய ஒரு ஒளி மின்கலமாகும் (photo



ஈரமானியின் அமைப்பு
படம் 10-8 (*b*)

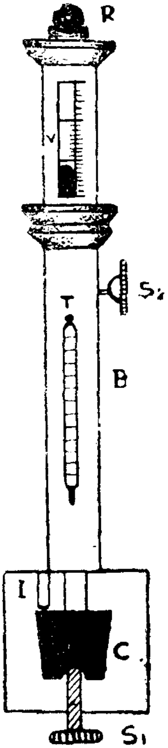
electric cell). இவை இரண்டிற்கும் இடையில் இருப்பது ஈரப்பதன் கண்டுபிடிக்கப்படவேண்டிய காற்றுப் பகுதியாகும். ஒளி மூலத்தின் முன்புறம் இரண்டு வடிகட்டிகள் (filters) பொருத்தப்பட்டுள்ளன. ஒன்றின் வழியாக 1-2 மைக்ரான் அலைநீளமுடைய கதிர்வீச்சு மட்டும் செல்லும். இதற்கு மேற்கோள் வடிகட்டி (reference filter) என்று பெயர். இது நீராவியை உட்கவருவதில்லை. மற்றொரு வடிகட்டியின் வாயிலாக 1·4 மைக்ரான் அலைநீளமுடைய கதிர்வீச்சு மட்டும் செல்லும். இதற்கு உட்கவர்தல் வடிகட்டி (absorption filter) என்று பெயர். இது நீராவியை மிகையாக உட்கவருகிறது. எலெக்ட்ரானியல் சரியீட்டு அமைப்பானது நீராவியால் உட்கவரப்பட்ட புறச்சிவப்புக் கதிர்வீச்சின் அளவின் வித்தியாசத்தைக் கண்டறிகிறது. (1-2, 1-4 மைக்ரான் பட்டைகளில்) இந்த வித்தியாசத்திலிருந்து காற்றின் ஈரப்பதனைக் கணக்கிடலாம். புகையோ, தூசுகளோ இதன் அளவைப் பாதிக்காது. நீராவி மட்டும்தான் நிறமாலையின் 1-2, 1-4 பட்டைகளில் செல்லும் நீராவி அளவின் வித்தியாசத்தைப் பாதிக்கும். இக்கருவியை எல்லா வெப்பநிலைகளிலும் பயன்படுத்தலாம். இதிலிருந்து ஈரப்பதனின் அளவைத் துல்லியமாக அறியலாம்.

10-3 பாரமானிகள்

காற்றின் அழுத்தத்தை அளக்கும் கருவிக்குப் பாரமானி (barometer) என்று பெயர். வானிலை ஆய்வாளர்கள் பாரமானி யின் உதவியால் ஒரே சமயத்தில் பல இடங்களில் காற்றின் அழுத் தத்தை அளக்கிறார்கள். அதனால் காற்றின் பெரும அழுத்தமும், சிறும அழுத்தமும் எங்கெங்கு உள்ளன என்று எளிதில் கண்டு கொள்கிறார்கள். மலை உச்சியிலிருந்து பள்ளத்தாக்கை நோக்கிப் பாயும் தண்ணீரைப்போல அழுத்தம் அதிகமான பகுதியிலிருந்து அழுத்தம் குறைவான பகுதியை நோக்கிக் காற்று வீசுகிறது. இவ்வாறு காற்றின் அழுத்த வேறுபாடு காரணமாகக் காற்றோட் டங்கள் ஏற்படுவதால், காற்றின் அழுத்தங்களை அறிவதன் மூலம் பெரிய காற்றோட்டங்களின் போக்கை அறிந்துகொள்ள முடிகிறது. அதனால் காற்றோட்டங்களைப் பற்றியும் அவற்றில் ஏற்படும் வானிலை யைப் பற்றியும் முன்கூட்டியே அறிவிக்க முடிகிறது. உதாரண மாகக் காற்றின் அழுத்தம் திடீரென்று குறைந்தால், அது புயற் காற்று வருவதற்கு அறிகுறியாகும். காரணம், ஒரு இடத்தில் அழுத்தம் குறைந்தால், அதைச் சுற்றியுள்ள அழுத்தம் அதிகமான பகுதிகளிலிருந்து காற்று மிக வேகமாக அழுத்தம் குறைந்த பகுதிக்கு வீசத் தொடங்கும். மேலும், காற்றின் அடர்த்தியை விட, அதிலுள்ள நீராவியின் அடர்த்தி குறைவாகும். ஆகையால் காற்றிலுள்ள நீராவியின் அடர்த்தி அதிகமாக, அதிகமாக காற்றின் அடர்த்தி குறையும். அதனால் அதன் அழுத்தமும் குறையும். ஆகையால் காற்றின் அழுத்தம் குறையக் குறைய, காற்றில் நீராவி யின் அளவு அதிகமாகிறது என்பது பொருள். இது மழை வருவ தற்கு அறிகுறியாகும். அழுத்தம் அதிகமானால் அது நல்ல வானிலையைக் குறிக்கும்.

ஃபார்ட்டின் பாரமானி (Fortin barometer): இப்பாரமானியில் சுமார் 36 அங்குல உயரமுள்ள ஒரே சீரான ஒரு கண்ணாடிக்குழாய் உள்ளது (படம் 10·9). இதன் மேல் முனை அடைக்கப்பட்டு குழாயில் பாதரசம் நிரப்பப்பட்டிருக்கிறது. திறந்துள்ள கீழ்முனை ஒரு கண்ணாடிக் கிண்ணத்திலுள்ள பாதரசத்தின் மட்டத்திற்குக் கீழே நுழைக்கப்பட்டுள்ளது. கிண்ணத்தின் அடிப்பாகம் மலை ஆட்டுத்தோலினால் (Chamois leather) ஆனது. S_1 என்ற திருகைப் பயன்படுத்திக் கிண்ணத்திலுள்ள பாதரசமட்டத்தைக் கீழே இறக்கவோ அல்லது மேலே உயர்த்தவோ முடியும். கண்ணாடிக் குழாய் ஒரு பித்தளைக் குழாயினுள் அமைக்கப்பட்டுள்ளது. பித்தளைக் குழாய் ஒரு அளவுகோலாகப் பயன்படுகின்றது. இதன் மேல் செ.மீட்டரிலும் (அல்லது மி.மீ.) அங்குலத்திலும் அளவுகள் குறிக்கப்பட்டுள்ளன. அளவுகோலின் சுழியானது, கிண்ணத்தின்

மேல் புறத்தில் பொருத்தப்பட்டிருக்கும். தந்தக்காட்டியின் முனை யுடன் ஒன்றிப்பு அடைகிறது. பித்தளைக்குழாயின் மேல்மட்டத்தில் ஒரு பகுதி வெட்டப்பட்டிருக்கிறது. இந்தப்பகுதியின் வழியாக பாதரசத்தின் உயர்மட்ட அளவைக் காணலாம். முதன்மை அளவுகோலுக்கு மேல் ஒரு வெர்னியர் அளவுகோல் (Vernier scale) அமைக்கப்பட்டுள்ளது. S_2 என்ற திருகைப் பயன்படுத்தி வெர்னியர் அளவு கோலை முதன்மை அளவுகோல் வழயாக மேலும் கீழும் நகர்த்தலாம். பாரமானி செங்குத்தாகச் சுவரில் பொருத்தப் பட்டிருக்கும்.



T—வெப்பநிலைமானி
S_1, S_2—திருகுகள்
C—கிண்ணம்
I—காட்டி
B—பித்தளைக் குழாய்
V—வெர்னியர் அளவு கோல்
R—வளையம்

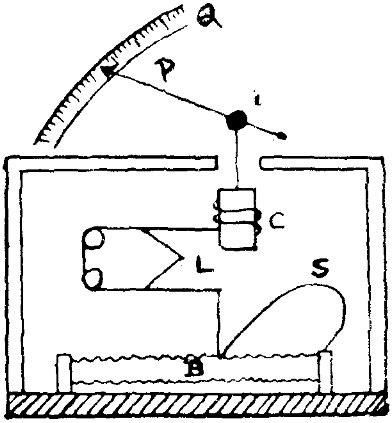
படம் 10-9
ஃபார்ட்டின் பாரமானி

காற்றுக் குளிர்ந்தும், உலர்ந்தும், அடர்த்தி மிகுந்தும் இருக்கும்பொழுது கிண்ணத்திலுள்ள பாதரசத்தைக் கடுமை யாகக் கீழ்நோக்கி அழுத்துகிறது. அதனுல் குழாயில் உள்ள பாதரசத்தின் மட்டம் உயர்கிறது. அப்பொழுது காற்றின் அழுத்தம் அதிகமாகிறது என்று கூறுகி ரேம். காற்று வெப்பமாகவும், ஈரமாக வும் இலேசாகவும் இருக்கும்பொழுது அது பாதரசத்தை அவ்வளவு கடுமையாக அழுத்துவதில்லை. அதனுல் குழாயில் பாதரசத்தின் மட்டம் தணிகிறது. அப்பொழுது காற்றின் அழுத்தம் குறை கிறது என்று கூறுகிரேம்.

பாரமானியில் அளவு எடுக்கும் முறை : 1. S_1 என்ற திருகைப் பயன்படுத்திக் காட்டியின்முனை கிண்ணத்திலுள்ள பாதரசத்தின் மட்டத்தைத் தொடும்படி செய்தல் வேண்டும். 2. S_2 என்ற திருகைப் பயன்படுத்தி வெர்னியர் அளவுகோலின் சுழியானது பாதரசத்தின் மேல் பிறைத் தளத்துடன் ஒன்றிப்பு அடையும்படி செய் தல் வேண்டும். 3. முதன்மை அளவுகோல், வெர்னியர் அளவுகோல் முதலியவற்றின் அளவுகளை எடுக்க வேண்டும். 4. காற்றின் அழுத் தத்தைப் பின் கண்ட சமன்பாட்டை வைத்துக் கணக்கிடலாம்.

அழுத்தம் = முதன்மை அளவுகோலின் அளவு +
[வெர்னியர் அளவுகோலின் அளவு ×
வெர்னியர் அளவுகோலின்
மீச்சிற்றளவை (Least count)]

5. பாரமானியில் பொருத்தப்பட்டிருக்கும் வெப்பமானியின் உதவியால், அந்த இடத்தின் வெப்ப நிலையையும் அளக்கலாம்.



S—கம்பிச் சுருள் P—குறிமுள்
C—உருளை B—உலோகப் பெட்டு
L—நெம்பு கோல் Q—அளவுகள் குறிக்கப்பட்ட முகப்பு

படம் 10-10

அனிராய்டு பாரமானி

அனிராய்டு பாரமானி (Aneroid barometer): இது லுசீன்விடீ என்னும் பிரெஞ்சு விஞ்ஞானியால் கண்டுபிடிக்கப்பட்டது. இது இலேசானது; விலையும் மலிவானது. அனிராய்டு என்றால் திரவமில்லாத என்பது பொருள். லுசீன்விடீ தகுந்த வடிவமுள்ள ஓர் உலோகப்பெட்டியை (B) எடுத்து, அதிலிருந்து காற்றை நீக்கினார். (படம் 10-10). வெளிக்காற்றின் அழுத்தத்தால் பெட்டி நசுங்கிப் போகாதபடி ஒரு கம்பிச் சுருளை (S) பயன்படுத்தினார். காற்றின் அழுத்தம் மாறியபொழுது இப்பெட்டி உள்நோக்கியோ அல்லது வெளிநோக்கியோ அழுத்தப்பட்டு அதன் உருவத்தில் மாற்றம் ஏற்பட்டது. இத்தகைய மாற்றங்கள், பெருக்கப்பட்டு, சுழலக்கூடிய ஒரு உருளைக்கு (C) நெம்புகோல் (L) முறையால் மாற்றப்பட்டது. இந்த உருளையில் பொருத்தப்பட்டிருக்கும் ஒரு குறிமுள் (P), அளவுகள் குறிக்கப்பட்ட ஒரு முகப்பின்மேல் நகர்ந்தது.

காற்றின் அழுத்தத்தில் ஏற்படும் மாறுதல்களை இந்த முகப்பின்மீது காணமுடிந்தது. தரையிலிருந்து ஒரு விமானம் பறக்கும் உயரத்தை அளப்பதற்கு உயரமானி (altimeter) என்னும் கருவி பயன்படுகிறது. இது அனிராய்டு பாரமானியிலிருந்துதான் உருவானது.

அனிராய்டு பாரவரைவி (Aneroid barograph): இதுவும் அனிராய்டு பாரமானியிலிருந்து உருவானதே. இதில் குறி முள்ளிற்குப் பதிலாக, ஒரு பேனா பொருத்தப்பட்டிருக்கும். இப் பேனாவானது, அனிராய்டு பாரமானியில் அழுத்தத்தால் ஏற்படும் பாரமானிப் பெட்டியின் மாற்றங்களை அளவீடு செய்யப்பட்ட ஒரு விளக்கப்படத்தில் குறிக்கிறது. இதன் உதவியால் காற்றின் அழுத்தத்தை நேரிடையாகவும் துல்லியமாகவும் அளக்கலாம். மேலும் மணிக்கு மணி அழுத்தம் எவ்வாறு மாறுபாடு அடைகிறது என்பதையும் அறியலாம்.

10-4. காற்றோட்டங்களை அளக்கும் கருவிகள்

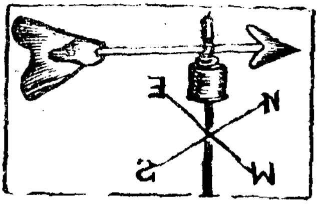
காற்றோட்டத்தின் வேகமும், திசையும், வானிலை அறிவிப்புக்கும், வானிலை ஆய்வுக்கும் பெரிதும் பயன்படுகின்றன. மேலும் காற்று கிடைமட்டத்தில் இருந்து எந்தக் கோணத்தில் வீசுகிறது என்பதுவும், எவ்வளவு காற்று மேல்மட்டத்திலிருந்து கீழ்மட்டத்திற்கு மூழ்குகிறது என்பதுவும், கீழ்மட்டத்திலிருந்து எவ்வளவு காற்று மேல்மட்டத்திற்கு தூக்கப்படுகிறது என்பதுவும் வானிலை ஆய்வுக்கு தேவைப்படுவனவாகும். இவைகளை அளப்பது மிகவும் கடினமென்றாலும் இவை வானிலையில் பெரிய விளைவுகளை உண்டாக்குவதால், இவைகளைச் சரிவர அளத்தல் மிக அவசியமாகிறது. காற்றோட்டம் பொதுவாக வெப்பநிலை, அழுத்தம் முதலியனவற்றை பொருத்து ஏற்பட்டாலும், அது பூமியின்மேல் உள்ள மலைகள், மரங்கள், கட்டிடங்கள், பூமியின் சீரற்ற அமைப்பு முதலியவைகளால் பெரிதும் மாற்றமடைகின்றன. மேலும் காற்றோட்டம் எந்தவகைப் பரப்புகளில் (பனிக்கட்டி, நீர் மணல், பயிர்நிலங்கள் முதலியன) வீசுகின்றது என்பதைப் பொருத்தும், அதன் திசையும், வேகமும் மாறுபடும். மரங்கள், மலைகள், பெரியகட்டிடங்கள் முதலியன இல்லாத, திறந்தவெளிகளில் காற்றோட்ட அளவுகளை எடுத்தல் அவசியமாகும்.

10-4. அ. காற்றோட்டத்தின் திசையை அளக்கும் கருவிகள்

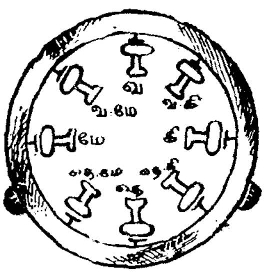
காற்றோட்டத்தகடு (Wind vane): எந்தத் திசையிலிருந்து காற்று வீசுகிறதோ, அதுதான் காற்றோட்டத்தின் திசையாகும். பூமியின் பரப்பை ஒட்டி வீசுகின்ற காற்றோட்டத்தின் திசையைக் காற்

றோட்டத் தகட்டை உபயோகித்து அறியலாம். (படம் 10-11 *a*). தகட்டின் நிலையை நாம் நேரில் பார்த்து, காற்றோட்டத்தின் திசையை அறியலாம். ஆனால் காற்றோட்டத்திசையைப் பதிவு செய்யவும், மற்றப்பகுதிகளுக்குத் தானாகவே அறிவிக்கவும்

(a)



(b)



(*a*) காற்றோட்டத் தகடு
(*b*) காட்டி — 8 விளக்குகள் பொருத்தப்பட்டுள்ளன.
8 திசைகளும் குறிக்கப்பட்டுள்ளன.

படம் 10-11
காற்றோட்டத் தகடும், காட்டியும்

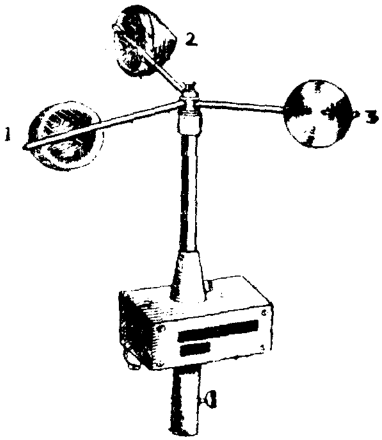
தேவையான வசதிகள் இக்கருவியில் செய்யப்பட்டுள்ளன. திசை பரப்பிகள் (direction transmitter) பல வகைப்படும். அவைகளில் ஒன்று முனைப்புச் சக்கரத்தால் (cam) இயங்குவதாகும். (படம் 10-11 *a*). முனைப்புச்சக்கரம் திசைகளைக் குறிக்கும் எழுத்துகளுக்கும் தகட்டிற்கும் இடையில் உள்ள ஒரு உருளையினுள் பொருத்தப் பட்டுள்ளது. தகடு சுழலும்பொழுது, சுற்று (circuit) முற்றுப் பெறுகிறது. அப்பொழுது அதனுடன் தொடர்புள்ள காட்டியின் (indicator) மின்சாரவிளக்கு எரியும். (படம் 10-11 *b*) காட்டியில் 8 திசைகளுக்கும் எட்டு விளக்குகள் பொருத்தப்பட்டுள்ளன. இரண்டு திசைகளுக்கு இடைப்பட்ட திசைகளில் காற்று வீசினால், அவ்விரண்டு திசைகளுக்குரிய இரண்டு விளக்குகளும் சேர்ந்தாற் போல எரியும். இவ்வாறு காற்றோட்டங்களின் 16 திசைகளையும் அறியலாம். இக்கருவியில், தகட்டிலிருந்து காட்டிக்கு 9 கம்பிகள் உள்ளன. இவற்றில் எட்டு கம்பிகள் எட்டு திசைகளுக்கான விளக்குகளையும் தகட்டையும் இணைக்கின்றன. ஒன்பதாவது கம்பி நிலப்பரப்பிற்கு இணைக்கப்படுகிறது (ground wire). காற்றின் வேகமும் தெரிய வேண்டுமானால், 10-வது கம்பி ஒன்றும் பொருத்தப்பட வேண்டும்.

மற்றொரு வகைத்திசைப் பரப்பியில் காற்றோட்டத் தகட்டில் ஒரு தொடர்சுழல் மின் அழுத்தமானியும் (continuous rotating

potentiometer) காட்டியில் ஒரு காற்றோட்ட திசையை அளவீடு செய்யப்பட்ட (calibrated) ஒரு மில்லி அம்மீட்டரும் (milli ammeter) பயன்படுத்தப்படுகின்றன. இதில் தகட்டையும் காட்டியும் இணைப்பது இரண்டு கம்பிகள்தான். மூன்றாவது வகைத் திசை பரப்பில் சிறிய தன்-இசைவுப் பொருத்த மோட்டார்கள் (self-synchronous motors) உபயோகப்படுத்தப்படுகின்றன. ஐந்து கம்பிகள், காட்டியையும், தட்டையும் இணைக்கத் தேவைப்படு கின்றன. மாறுதிசை மின்னோட்டமும் (alternating current) பயன்படுத்தப்படுகிறது. இதன் உதவியால் காற்றின் திசையை இயங்கும் வரை படத்தில் பதிவு செய்து கொள்ளலாம்.

10-4. ஆ. காற்று வேகமானிகள்

காற்று வேகமானி (anemometer) காற்றின் வேகத்தை அளக்கப் பயன்படுகின்றது. இந்த வேகம் பல வழிகளில் அளக்கப்படு கின்றது. இவற்றில் மிக எளிதானது பூமியின்மேல் காற்றோட்டத் தின் விசையால் ஏற்படும் விளைவுகளை வைத்துக் கணக்கிடுதலாகும். ஆனால் இம்முறை இப்பொழுது பெரும்பாலும் புழக்கத்தில் இல்லை எனக் கூறலாம். காற்று வேகமானியைக் கொண்டு காற்றின் வேகத்தை அளப்பதோடு ஒரு குறிப்பிட்ட கால இடைவெளியில் ஒரு திசையில் எவ்வளவு காற்று பாய்ந்துசெல்கிறது என்பதையும் கண்டறியலாம் (படம் 10-12). இக் கருவியில் உள்ளீடற்ற கூம்பு வடிவமான மூன்று அல்லது நான்கு உலோகக் கோப்பைகள் இருக்கும். இந்த கோப்பைகளுக்குள் காற்று வீசும்போது இவை செங்குத்தான ஓர் அச்சைச் சுற்றிச் சுழல்கின்றன. காற்றின் வேகம் அதிகமாகும் பொழுது கோப்பைகளின் சுழற்சி வேகமும் அதிகமாகும். இவ்வேகம் மின்கருவிகளின் உதவியால் அளக்கப்படுகிறது. இதனால் காற்றின் வேகம் தெரிகிறது.



1, 2, 3 : உள்ளீடற்ற கூம்பு வடிவமான மூன்று உலோகக் கோப்பைகள்

படம் 10-12

காற்று வேகமானி

காற்றோட்டத் தகடும், காற்றுமானியும் சேர்ந்த ஒருவகைக் கருவியும் காற்றின் திசைவேகத்தை அறியப் பயன்படுகிறது. மற்றொரு வகைக் கருவியில், உலோகக் கோப்பைகள் சுழல்வதில்லை. இதில், கோப்பைத் தொகுப்பு ஒரு சுருள்வில்லால் கட்டுப்படுத்தப் படுகிறது. சுருள்வில்லின் இடப்பெயர்ச்சி, ஒரு மோட்டாரின் உதவியால் காற்றின் வேகம் அளவீடு செய்யப்பட்ட ஒரு காட்டிக்கோ அல்லது பதிவு செய்யும் கருவிக்கோ மாற்றப்படுகிறது. வெப்பக்கம்பிக் காற்று வேகமானி (hot wire anemometer) என்ற கருவியும் காற்றின் வேகத்தை அளக்கப் பயன்பட்டுவருகிறது. ஒரு வெப்பமான கம்பியில் குளிர்ந்த காற்று வீசும்போது கம்பி குளிர்ந்து அதன் தடைமாறுகிறது. அப்பொழுது மின்னோட்டத்தின் அளவும் வேறுபடுகிறது. இந்த மாறுபாட்டை வைத்துக் காற்றோட்டத்தின் வேகத்தை அறியலாம்.

10-4. இ. மேல் மட்டக்காற்று வேக அளவீடு

காற்றுமண்டலத்தின்மேல் அடுக்கு ஆய்வுகளில் தோன்றிய பல முன்னேற்றங்களில் பலூனும் ஒன்றாகும். பலூன்களில் ஹீலியம் போன்ற இலேசான வாயு அடைக்கப்பட்டு விண்ணில் செலுத்தப் படுகிறது. அது விண்ணிலே செல்லும்பொழுது அதன் வேகம் திசைச்சார்புக் கோணம் (azimuth angle) உயரம் இவைகள் அளக்கப்படுகின்றன. இந்த அளவுகளைக்கொண்டு காற்றோட்டத்தின் திசையையும், வேகத்தையும் கணக்கிடலாம். இவற்றைக் கணக்கிட மூன்று முறைகள் பயன்படுத்தப்படுகின்றன. அவற்றில் ஒன்று ஒளியியல் முறையாகும். வானொலிப் பெட்டியின் உதவியால் கணக்கிடுதல் இரண்டாவது முறையாகும். மூன்றும் முறையில் ரேடார் (radar) கருவி பயன்படுத்தப்படுகிறது.

ஒளியியல் முறை : ஹீலியம் வாயு நிரப்பப்பட்ட பலூன் ஒன்று நிலையான வேகத்தில் பூமியிலிருந்து உயரச் செலுத்தப்படுகிறது. பூமியில் அமைக்கப்பட்டிருக்கும் கோணஅளவீடு கருவி (theodolite) யின் உதவியால் இந்தப் பலூனின் ஏற்றக் கோணம், திசைச் சார்புக் கோணம் முதலியவை நிமிடத்திற்கு ஒருமுறை அளக்கப்படுகின்றன. இந்த அளவுகளை வைத்து ஒரு வரைப்படம் தயார் செய்யப்படுகிறது. பின்பு வரைப்படத்தின் உதவியால் காற்றின் திசை, வேகம் முதலியவற்றைக் கணக்கிடலாம். மேகங்கள் நிறைந்திருந்தாலோ, பனி அல்லது மழை பெய்தாலோ இம்முறை பயன்படாது.

வானொலி முறை : வானொலிப் பெட்டி ஒன்று பலூனில் வைக்கப்பட்டுக் காற்றுமண்டலத்தில் செலுத்தப்படுகிறது. அது

வெளியிடும் குறிப்புகள் பூமியிலுள்ள ஒரு வானொலி ஏற்பியில் (radio receiver) பதிவாகின்றன. இக் குறிப்புகளிலிருந்து, ஒளியியல் முறையில், கூறப்பட்டதைப்போலவே, காற்றின் வேகம், திசை முதலியவற்றைக் கணக்கிடலாம்.

ரேடார் முறை : இந்த முறையில், வானொலிப் பெட்டிக்குப் பதிலாக ரேடார் கருவி, பயன்படுத்தப்படுகிறது. இக்கருவி சாய்வு நெடுக்கம் (slant range), ஏற்றக் கோணம், திசைச் சார்புக் கோணம் முதலியனவற்றை மிகத் துல்லியமாக அளக்கிறது. இதிலிருந்து காற்றோட்டத்தின் திசை வேகத்தைத் துல்லியமாகக் கணக்கிடலாம்.

10-5. மேல்மட்டக் காற்றொலிக் கருவிகள் (Upper atmospheric sounding)

காற்றுமண்டலத்தின் மேல் அடுக்குகளை ஆய்வதற்குத் தற்காலத்தில் பல கருவிகள் பயன்படுத்தப்படுகின்றன. இவற்றில் முக்கியமானது ரேடியோ அலைகளின்மூலம் ஆயும் வானொலி முறையாகும் (radio sonde). வானொலிப் பெட்டி என்பது சிறியது, இலேசானது. ஹீலியம் ஆவி நிரம்பிய ஒரு பெரிய பலூனின் உதவியால் மிகுந்த உயரத்திற்கு இது எடுத்துச் செல்லப்படுகிறது. கூர் உணர்வுடைய சிறிய கருவிகள் பல இதில் உள்ளன. காற்றின் அழுத்தம், வெப்பநிலை, ஈரப்பதன் முதலியவற்றில் ஏற்படும் மாற்றங்களுக்கேற்ப இவை எதிர்வினை புரியக்கூடியவை. இந்தப் பெட்டியில் ஒரு ஒலிபரப்பியும் (transmitter) பொருத்தப்பட்டுள்ளது. பலூனில் வானொலிப்பெட்டி உயர எடுத்துச் செல்லப்படும்பொழுது அதிலுள்ள சிறிய கருவிகள் மேற்கூறியவாறு காற்றின் அழுத்தம், வெப்பநிலை, ஈரப்பதன் முதலியவற்றில் ஏற்படும் மாற்றங்களுக்கேற்ப எதிர்வினை புரிகின்றன. இந்த மாற்றங்கள் ரேடியோ அலைகளின்மூலம் பூமியிலுள்ள ஒரு வானொலி ஏற்பியில் பதிவு செய்யப்படுகின்றன. தற்காலத்தில், பூமியிலிருந்து 15 முதல் 20 மைல் உயரம்வரை காற்றுமண்டல ஆய்வுகளுக்குப் பலூன்கள் பயன்படுகின்றன.

மேற்கூறிய கருவிக்கு ரேடியோ சான்டே (radio sonde) என்று பெயர். இது மனித அறிவுள்ள இயந்திரம். இதைத் தானாக இயங்கும் வானிலை நிலையம் என்று சொல்லலாம். மற்றொரு தன்னியக்க நிலையம் ட்ராப் சான்டே (drop sonde) எனப்படும். இது உயரப் பறக்கும் வானவூர்திகளிலிருந்து கீழே விடப்படுகிறது. மிதவைக் குடையின் உதவியால் இது நிமிடத்திற்குச் சுமார் 2 000 அடி வேகத்தில் பூமியைநோக்கி இறங்கிவருகிறது. இவ்வாறு

இறங்கிவரும்பொழுது ரேடியோ அலைகளின்மூலம் இது செய்திகளை வானவூர்திக்கு அனுப்புகிறது. இவ்வாறு புயல்களை நாடும் வான ஊர்திகள் வெப்பமண்டலப் புயல்களின் வழியாகப் பறந்து, அவற்றைப்பற்றிய பயனுள்ள செய்திகளைச் சேகரிக்கின்றன.

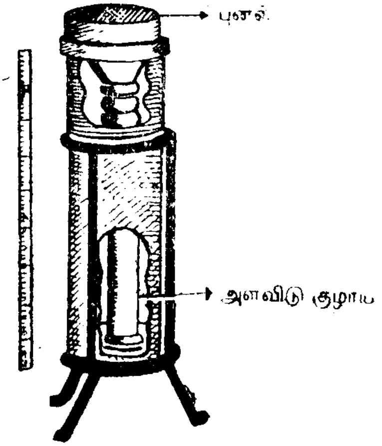
நவீன வானிலை ஆய்வாளர்களுக்கு மற்றொரு பயனுள்ள கருவி நிலைமட்ட பலூன் (constant level balloon) ஆகும். இது ஒரு பெரிய பிளாஸ்டிக் பலூன். இது ரேடியோ அலைவீசு கருவி, மின்கல அடுக்குகள், கட்டுப்பாட்டுச் சாதனங்கள் போன்ற நூற்றுக் கணக்கான ராத்தல் எடையுள்ள வானிலை ஆராய்ச்சிக் கருவிகளைக் காற்றுமண்டலத்தில் மிகுந்த உயரம்வரை எடுத்துச்செல்கிறது. இது ஒரு குறிப்பிட்ட உயரம் (உதாரணமாக 20 மைல் உயரம்) வரை துரிதமாக விழுகிறது. இந்தக் குறிப்பிட்ட உயரத்தைப் பலூன்அடைந்ததும், ஒரு அனிராய்டு பாரமானி இரண்டு மின்சார விசையாணிகளை (switches) இயக்குகிறது அல்லது நிறுத்துகிறது. ஒரு விசையாணி பலூனிலிருந்து வாயுவை வெளியேற்றுகிறது. மற்றொன்று பலூனிலிருந்து சுமையைக் கீழே தள்ளுகிறது. இதனால், பலூன் ஏறத்தாழ ஒரே சீரான மட்டத்தில் பறக்கிறது.

பலூன் ஒரே சீரான மட்டத்தில் காற்றோடு பறந்துசெல்லும் பொழுது காற்றின் ஈரப்பதன், வெப்பநிலை முதலியவைகளைப் பற்றிய அளவுகள் எடுக்கப்படுகின்றன. அவைகள் ரேடியோ அலைகளின் மூலம் பூமியிலுள்ள ஆய்வுநிலையங்களுக்கு அனுப்பப்படுகின்றன. இத்தகைய மிதக்கும் வானிலை ஆய்வுநிலையங்களுக்கு ட்ரேன்ஸோ சாண்டீஸ் (transo-sondes) என்று பெயர். இவற்றில் சில அமெரிக்க ஐக்கிய நாட்டின் தென்மேற்குப் பகுதியிலிருந்து அட்லாண்டிக் பகுதியைக் கடந்து வடஆப்பிரிக்காக் கடற்கரை வரையில் பறந்துசென்றன. சுமார் பதினைன்கு நாட்கள் வரையில் அவை தொடர்ந்து கண்காணிக்கப்பட்டன. பூமியைச் சுற்றி வெவ்வேறு மட்டங்களில் உள்ள காற்றோட்டங்களை விளக்குவதற்கு அவை உதவுகின்றன. உயரத்தில் பறக்கும் இவ்வகைப் பிளாஸ்டிக் பலூன்களில் வைத்தனுப்பப்படும் தொலைநோக்கிகளும், புகைப்படக் கருவிகளும், சூரியனையும் கோள்களையும் பற்றிய உண்மைகளைத் தெளிவாக வெளிப்படுத்துகின்றன.

10-6. மழை அளவி, பனி அளவி

மழை அளவீடு செய்யும்பொழுது முதலில் அது சாதாரண மழையா, கன மழையா அல்லது பேய் மழையா என்று அறிய வேண்டும். பின்பு ஒரு குறிப்பிட்ட நேரத்தில் எவ்வளவு மழை பெய்கிறது என்பதைக் கணக்கிடவேண்டும். இவ்வாறே பனி

அளவீடு செய்யும்பொழுதும் இந்த இரண்டு அடிப்படைகளையும் கருத்தில் கொள்ளவேண்டும். இதற்குப் பயன்படும் கருவிகளுக்கு மழை அளவி (rain gauge), பனி அளவி (snow gauge) என்று பெயர் (படம் 10-13). ஒரு எளிமையான மழை அளவியைக் காட்டுகிறது. இந்தக் கருவியின் மேல்மட்டத்தில் உள்ள ஒரு புனலில் மழை விழுகிறது. இந்தப் புனல், ஒரு உருளை வடிவமான அளவிடு குழாயில் பொருத்தப் பட்டுள்ளது. மழை நீரானது புனலிலிருந்து அளவிடு குழாய்க்கு செல்லுகிறது. அளவிடு குழாயின் குறுக்குவெட்டுப் பரப்பு, புனல்வாய்ப் பரப்பில் பத்தில் ஒரு பாகமாகையால், புனலில் விழும் ஒரு அங்குல மழை, அளவிடு குழாயில் 10 அங்குல உயரமிருக்கும். பொறி வண்டிகளில் எண்ணெய் மட்டத்தை அளக்கப் பயன்படுத்தப்படும், அளவீடுகள் குறிக்கப்பட்ட குச்சியைப்போன்ற ஒன்று, அளவிடு குழாயிலுள்ள மழைநீர் மட்டத்தை அளக்கப் பயன்படுகிறது. பனிஅளவை அளக்க வேண்டியபொழுது இக்கருவியிலுள்ள புனலும், அளவிடுகுழாயும், நீக்கப்பட்டுக் கருவியின் வெளிப்புறப் பகுதி மட்டும் பயன்படுத்தப் படுகிறது. இப்பகுதியில் பனி சேர்கிறது. இதனுள், குறிப்பிட்ட அளவு வெந்நீர் ஊற்றப்படுகிறது. இதன் வெப்பத்தால் பனி உருகி நீராகிறது. இந்த மொத்த நீரின் அளவிலிருந்து ஊற்றிய வெந்நீரின் அளவைக் கழிப்பதால், கிடைப்பது பனி உருகிக் கிடைத்த நீராகும். இதிலிருந்து பனியின் அளவைக் கணக்கிடலாம்.



படம் 10·13
மழை அளவி

பூமியில் பெய்யும் பனியை அளப்பதற்கு 3 அங்குல விட்டமுள்ள ஒரு உருளை வடிவ பித்தளைக் குழாய் பயன்படுத்தப்படுகிறது. தரையில் உறைந்து கிடக்கும் பனிக்கட்டியின்மீது, இக்குழாய் செங்குத்தாகக் கீழ்நோக்கித் தரைவரையில் செலுத்தப்பட்டுப் பின்னர் வெளியே இழுக்கப்படுகிறது. அப்பொழுது குழாயினுள் சேர்ந்து வெளிவரும் பனிக்கட்டியை உருக்கி, அதனால் கிடைக்கும் நீரின் அளவிலிருந்து பூமியில் பெய்த பனிஅளவை நிர்ணயிக்கலாம்.

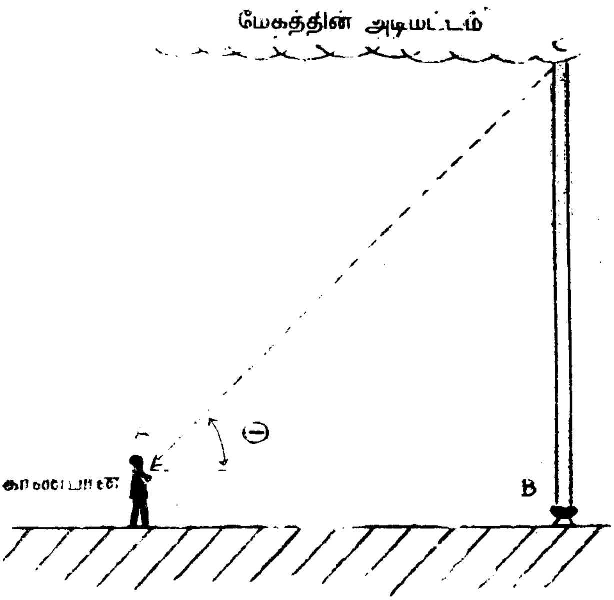
பனி பெய்யும்பொழுது நகர்வு (drift) என்பது சாதாரணமாக நிகழக்கூடியதொன்றாகையால் மேற்கூறிய இருமுறைகளிலும் கிடைக்கும் அளவீடுகள் அவ்வளவு துல்லியமாக இருக்கமுடியாது.

மழைப் பதிவுக் கருவி: பெய்யும் மழையை அளவிடுவதற்குத் தற்காலத்தில் பெரும்பான்மையாகப் பயன்படுத்தப்படும் கருவி கவிழ்—கிண்ண அளவி (tipping bucket gauge) எனப்படும். இது மின்சாரத்தைக் கொண்டு இயங்கக்கூடியது. இதில் முன்னர் கூறியதுபோன்ற ஒரு புனல், மழை ஏற்பு வாயாகப் பயன்படுகிறது. இதன் அடியில் ஒரு உலோகக் குவளை அமைக்கப்பட்டுள்ளது இது இரண்டு சமமான அறைகளாகப் பிரிக்கப்பட்டுள்ளது. ஒவ்வொரு அறையும் 0·01 அங்குல அளவு மழைநீர் கொள்ளக்கூடியது. ஒரு அறை நிறைந்ததும் அது, தானாகக் கவிழ்ந்து அதனடியிலுள்ள ஓர் அளவீடு குழாயில் நீரைக் கொட்டுகிறது. இவ்வாறு அது கவிழும் போது மின்சுற்று பூர்த்தியாகி, ஒரு பேனா இயக்கப்படுகிறது. இது 0·01 அங்குல மழையைப் பதிவுசெய்கிறது. ஒரு அறை கவிழும் போது, மற்றொரு அறையில் மழைநீர் சேர்கிறது. இது நிரம்பிக் கவிழும்பொழுது முதலறை நிமிர்ந்து மழைநீரைச் சேகரிக்கிறது. இவ்வாறு இரண்டு அறைகளும் மாறி மாறி மழைநீரைச் சேகரித்துக் கொட்டும்பொழுது, மழைஅளவு தானாகவே பதிவு செய்யப்படுகின்றது. இதே தத்துவத்தில் இயங்கக்கூடிய கருவிகளைப் பனியை அளப்பதற்கும், பயன்படுத்தலாம். இந்தக் கருவியில் மழைநீர் அல்லது பனியின் எடை ஒரு சுழலும் உருளையில் பதிவு செய்யப் படுகிறது. இந்த உருளை முன்னரே அங்குலத்தில் அளவீடு செய்யப் பட்டிருக்குமாகையால், மழை அல்லது பனிநீர் அளவை நேரடியாக அங்குலத்தில் அறியலாம்.

10·7. மேக ஆய்வுக் கருவிகள்

மேகங்களைப்பற்றி நாம் அறிவோமானால் அதிலிருந்து நாம் வானிலையை ஒட்டிய பல உண்மைகளைத் தெரிந்துகொள்ளலாம். மேகங்களைப்பற்றி அறிய முதலாவது மேகங்களின் மட்டத்திலுள்ள காற்றோட்டங்களை அறியவேண்டும். இரண்டாவதாக அந்தக் காற்றின் நிலைப்பாட்டைத் தெரிந்துகொள்ளவேண்டும். மூன்றாவதாக அப்பகுதியில் நிலவும் பொதுவான வானிலையை அறிய வேண்டும். இதற்குப் பல கருவிகள் தேவைப்படுகின்றன. மேகத்தைப்பற்றிய ஆய்வில் முதலில் தெரிந்துகொள்ள வேண்டியது அதன் உயரமே. இது விமானம் செலுத்துதலுக்கும், வானிலை அறிவிப்பிற்கும் பெரிதும் துணைபுரிவதாகும். பொதுவாக மேகத்தின் அடிமட்டத்தில் (base) பறந்துகொண்டிருக்கும் ஒரு விமானியிடமிருந்து மேகத்தின் உயரத்தை எளிதாக அறியலாம். பூமியி

விருந்து மேகத்தின் உயரத்திற்கு மேகக்கூரை (ceiling) என்று பெயர். இக் கூரையின் உயரத்தைப் பல வழிகளில் அளக்கலாம். ஒரு காற்றடைத்த பலூனை மேகத்தின் கூரையை நோக்கிச் செலுத்தி அது மேலே தள்ளப்படும் வேகத்தையும், அது கூரையை அடைய ஆகும் நேரத்தையும்கொண்டு மேகத்தின் உயரத்தைக் கணக்கிடலாம். மழையோ அல்லது பனியோ பெய்யாமல் இருக்கும்பொழுது இம்முறை பயன்படுகிறது. மேகக் கூரையின் உயரத்தை அளக்க கிலிநோமீட்டர் (clinometer) என்ற ஒரு கருவியும் பயன்படுகின்றது. இது பின்வருமாறு செயல்படுகிறது.



படம் 10-14
கிலிநோமீட்டர்

B என்ற புள்ளியில் (10-14) ஒரு துருவு விளக்கு (search light) அமைக்கப்பட்டுள்ளது. இதிலிருந்து ஒரு ஒளிக்கற்றை மேகத்தின் அடிமட்டத்திற்கு அனுப்பப்படுகிறது. இது மேகத்தின் அடிமட்டத்தை ஒரு பகுதியில் (C என்ற புள்ளி) வெட்டுகிறது. இப் பகுதியைக் கிலிநோமீட்டர் உதவியால் A என்ற புள்ளியிலிருந்து காணலாம். இதன் உதவியால் O என்ற கோணத்தை AB என்ற கோட்டின் நீளமும் O என்ற கோணமும், தெரியுமாகையால், BC என்ற மேகக் கூரையின் உயரத்தைத் திரிகோணமிதி (trignometry மூலம் கணக்கிடலாம். இம்முறை இரவில்மட்டும்தான் பயன்

படும். மேலும் மழை, பனி முதலியன பெய்யும்போது இம்முறை பயன்படாது.

மேகக் கூரையின் உயரத்தை அளக்கப் பயன்படும் மற்றொரு முக்கியமான கருவிக்கு சீலோமீட்டர் (ceilometer) என்று பெயர். இது செயல்படும் அடிப்படை தத்துவம் கிலினோமீட்டர் தத்துவத்தையே ஒத்தது. ஆனால் இதில் சில நன்மைகள் உண்டு. சீலோமீட்டர் உதவியால் மேகத்தின் உயரத்தைத் தொடர்ச்சியாகப் பதிவு செய்துகொள்ளலாம். மேலும், இரவு, பகல் எந்நேரங்களிலும் இக்கருவியைப் பயன்படுத்தலாம். இக்கருவியின் இரண்டு முக்கிய பாகங்கள் வீழ்த்தியும், பகுப்பானும் ஆகும். வீழ்த்தியின் உதவியால், சுழலும் ஒளிக்கற்றை ஒன்று மேகத்திற்கு அனுப்பப்படுகிறது. இது மேகத்திலிருந்து எதிரொளிக்கப்பட்டுப் பகுப்பானை அடைகிறது. இந்தப் பகுப்பான் முன்னரே உயர அளவீடு செய்யப்பட்டதொன்று. ஆகையால் எதிரொளிக்கற்றை விழும் இடத்தைக் கொண்டு மேகத்தின் உயரத்தை நேரடியாகத் தெரிந்து கொள்ளலாம். இதன் உதவியால் 6 வினாடிகளில் எந்தவொரு மேகக் கூரையின் உயரத்தையும் கணக்கிட்டுவிடலாம்.

தற்காலத்தில் வானிலை ஆய்வாளர்களுக்கு மிகச் சிறந்த கருவியாகப் பயன்படுவது ரேடார் கருவியாகும். இக்கருவி குறுநீள ரேடியோ அலைகளைக் காற்றுமண்டலத்தில் அனுப்புகிறது. இவ்வலைகள், மேகங்களால் எதிரொளிக்கப்பட்டு, வந்தவழியே திரும்புகின்றன. இவ்வாறு பிரதிபலிக்கப்படும் ரேடியோ அலைகள் மேகங்கள் இருக்கும் இடத்தைத் தெரிவிக்கின்றன. இதன் உதவியால் மேகத்தின் உயரத்தையும், அதன் குறுக்குவெட்டுப் பரப்பையும் நன்கு அறியலாம்.

10-8. புயல் காட்டும் கருவிகள்

ஒரு புயல் சுமார் 200 அல்லது 300 மைல் தொலைவில் இருக்கும் பொழுதே, அது உருவாகும் இடம், அதன் அளவு, இயங்கும்விதம் முதலியனவற்றை ரேடார் கருவியின் திரை காட்டுகிறது. இக் கருவியின் உதவியால் சுமார் 6 மணி நேரத்திற்கு முன்பே, புயலைப் பற்றி அறியலாம். இந்த முன்னெச்சரிக்கை நம் உடைமைகளையும், உயிர்களையும் பாதுகாக்கிறது.

கொக்கி வடிவமுள்ள மேகம் பெரும் புயலின் அறிகுறியாகும் இத்தகைய மேகங்கள் இருக்கும் இடத்தைக் கூர்உணர்வுள்ள ரேடார் அலைகளால் கண்டுபிடிக்க முடிகிறது. ரேடார் திரையில் இது 'O' போல் காணப்படுகிறது. அமெரிக்காவின் மத்திய

மேற்குப் பிரதேசத்தில் டெக்ஸாஸில் உள்ள ஃபோர்ட்வொர்த்துக்கும், விஸ்கான்ஸினில் உள்ள மில்வாக்கிக்கும் இடையே 300 மைல் இடைவெளி உள்ளது. இந்த இடைவெளியே பெரும் புயல்களின் பாதையாகும். இப் பாதையில் ரேடார் பயன்படுத்தப்படுகிறது. ரேடார் கொடுமையான புயல்களைக் கண்டுபிடிக்கிறது. மேலும் விமானங்களிலும், கப்பல்களிலும் அவற்றின் பாதைகளில் புயல் எழக்கூடிய வானிலையைப்பற்றி எச்சரிக்கை விடுப்பதற்கும் அது பயன்படுகிறது. மோசமான வானிலையில் விமானங்களைத் தரையில் இறக்குவதற்கு விமானிகளுக்கு ரேடார் பயன்படுகிறது. மேகங்களிலிருந்து எதிரொலிக்கப்படும் ரேடார் அலைகள் மேகங்களின் ஆழத்தைக் காட்டுகின்றன. ஆகையால், ரேடார் கருவி, வானிலை ஆய்வாளர்களுக்கும் பெரிதும் துணைபுரிகிறது, என்பதை அறியலாம்.

10-9. வானவூர்திகளும், ஜெட்விமானங்களும்

ஒவ்வோர் ஆண்டிலும் முன்னைவிடப் பல வானவூர்திகள் காற்றுக்கடலைத் துருவி ஆய்ந்துவருகின்றன. வெப்பமண்டலக் கடற்பரப்பின்மீது வீசும் புயல்களைக் கண்டுபிடிப்பதன் பொருட்டு ‘புயல் வேட்டை’ வானவூர்திகள் மையாமி, ஜாக்ஸன்வில், பெர்ம்யூடா ஆகிய இடங்களிலிருந்து பறந்துசெல்கின்றன. இந்த வானவூர்திகளில் ரோடாரும் (rotor) ட்ராப் சாண்டிகளும், கணிக்கும் இயந்திரங்களும் பொருத்தப்பட்டுள்ளன. புயல்களின் ஊடே பறந்துசெல்வதன்மூலம் அவற்றின் இடம், ஆற்றல் முதலியவைகளைப் பற்றிய அறிக்கைகளை இவற்றால் ஆய்வுநிலையங்களுக்கு அனுப்பமுடிகிறது.

ஜெட் விமானங்களைப் பறக்கும் ஆய்வு கூடங்கள் எனலாம். காற்றுக் கடலின் வானிலை வரைப்படங்களை வரையும்பொருட்டு இவை உலகத்திலுள்ள கண்டங்கள் எல்லாவற்றின்மீதும் அட்லாண்டிக், பசிபிக் பெருங்கடலின்மீதும் மிக விரைவாகப் பறக்கின்றன. பறந்துசெல்லும்பொழுது அவைகள் பத்து மைல் உயரத்திலிருந்து ட்ராப்சாண்டிகளைக் கீழே விழவிடுகின்றன. மேலும் ஆறடி நீளமுள்ள ராக்கெட் சாண்டிகள் எனப்படும் வெடி ஊர்திகள் இந்த வானவூர்திகளிலிருந்து, பூமியிலிருந்து சுமார் முப்பது மைல் உயரம்வரை ஏறும்படி சுடப்படுகின்றன. இந்த உயரத்தை அடைந்ததும் வெடி ஊர்தியின் மூக்குத் தனியாகப் பிரிந்து போகிறது. தொகுக்கப்பட்ட வானிலை ஆய்வுக்கருவிகள் மிதவைக் குடைகளின் உதவியால் மெதுவாகக் கீழே இறங்குகின்றன. அப்படி இறங்கும்பொழுது அவை வானிலைக் குறிப்புகளைச் சேகரித்து அனுப்புகின்றன.

10-10 வெடி ஊர்திகள் (Rockets)

தற்காலத்தில் வெடி ஊர்திகள்மூலம் காற்று மண்டலத்தின் மிக உயர்ந்த அடுக்குகளில் ஆய்வுகள் நடத்தப்படுகின்றன. ஒரு வெடிவூர்தியில் வைத்துள்ள கருவிகள் சேகரிக்கும் செய்திகள் அனைத்தும் ரேடியோ அலைகளின் மூலம் பூமியிலுள்ள நிலையங்களுக்கு அனுப்பப்படுகின்றன. வெடிவூர்திகளில் உள்ள தன்னியக்கப் புகைப்படக் கருவிகள் பூமியையும் அதன் இயக்கத்தையும் படம் பிடிக்கின்றன. மேலும் அவைகள் காற்று மண்டலத்திலுள்ள மேகங்களையும் புயல்களையும் படம் பிடிக்கின்றன. இந்த புகைப்படக் கருவிகளை மிதவைக் குடைகள் பத்திரமாகப் பூமிக்குக் கொண்டு வந்து சேர்க்கின்றன.

வெடிவூர்திகள் மிகவேகமாகச் செல்வதால் காற்றில் உராய்வு ஏற்பட்டு வெப்பமடைகிறது. இதன் காரணமாக, அதனுள் வைக்கப்பட்டிருக்கும் வெப்பமானியை உபயோகித்து அது செல்லும் பாதையின் வெப்பநிலையைச் சரிவர அளக்க இயலாது. ஆனால் காற்றின் அழுத்தம், அடர்த்தி முதலியனவற்றைச் சரிவர அளக்க இயலும். இந்த அளவுகளுக்கு வெடிவூர்தியின் வேகம் திருத்தக் கூறுகப் (correction factor) பயன்படுகிறது. வெடி ஊர்தி பூமியிலிருந்து உயரச் செல்லும்பொழுது, சிறு சிறு வெடி குண்டுகளைக் குறிப்பிட்ட நேரங்களில் வெடித்துக் கொண்டே செல்லுகிறது. வெடிக்கும்பொழுது ஏற்படும் ஒளியை (இரவில்) ஒரு கேமிரா பூமியிலிருந்து படம் பிடிக்கிறது. வெடிகுண்டு வெடிக்கும்போது உண்டாகும் ஒலி பூமியை அடைய ஆகும் நேரம் ஒரு மைக்ரஃபோனின் (microphone) உதவியால் அளக்கப்படுகிறது. அல்லது ஒவ்வொரு வெடிகுண்டும் வெடிக்கும்பொழுது, வெடிவூர்தி இருக்கும் இடத்தை ரேடியோ அலைகளின் வாயிலாக அறியலாம். இந்த அளவுகளைக் கொண்டு ஏதோ இரண்டு வெடிகளுக்கு இடைப்பட்ட இடத்தில் ஒலியின் வேகத்தைக் கணக்கிடலாம். இதிலிருந்து அவ்விடத்தில் காற்றின் வெப்பநிலையை அறியலாம். இம்முறையால் இரவு, பகல் நேரங்களிலும், மேகங்கள் அதிக அளவு உருவாகியிருக்கின்ற சமயத்திலும், அளவுகள் எடுக்கலாம்.

காற்றின் வெப்ப நிலையை மற்ஹெரு முறையாலும் அளக்கலாம். ஒரு கோளம் பூமியை நோக்கிக் காற்றில் விழும்பொழுது, அதன் வேகம் காற்றின் அடர்த்தியைப் பொருத்து மாறுகிறது. காற்றின் அடர்த்தி அதிகமானால், கோளத்தின் வேகம் அதிகமாகும். வெடிவூர்திகளில் பயன்படும் கோளங்கள் பலூன்களே ஆகும். முதலில், பலூன்கள் மடித்த நிலையில் வெடிவூர்திகளில் வைத்து அனுப்பப்

படுகின்றன. பின்பு நாம் விரும்பும் உயரங்களில் அவை வெளியே தள்ளப்படுகின்றன. உடனே அவற்றில் காற்று நிரம்பி அவை பூமியை நோக்கி மெதுவாக இறங்குகின்றன. இவற்றில் முன்னரே அமைக்கப்பட்டிருக்கும் ஒரு ரேடியோ அலைபரப்பி பூமிக்கு அனுப்பும் குறிப்புகளிலிருந்து பலூன்களுக்குக் காற்று மண்டலத்தில் ஏற்படும் தடையைக் கணக்கிடலாம். இதிலிருந்து, நமக்கு வேண்டிய உயரங்களில் காற்றின் அடர்த்தியை அறியலாம். உயரத்திற்கேற்பக் காற்றின் அடர்த்தி எவ்வாறு மாறுகிறது என்பது தெரிந்தால், அதிலிருந்து எந்தவொரு உயரத்திலும் வெப்ப நிலையைக் கணக்கிடலாம்.

10-11. செயற்கைக் கோள்கள்

செயற்கைக் கோள்களின் மூலம், காற்றுமண்டலத்தின் மிக உயர்ந்த அடுக்குகளில் நடத்தப்படும் ஆய்வுகள் உலக மக்களுக்கு மிகுந்த கிளர்ச்சியை ஊட்டுகின்றன. சுமார் 100 கி.மீட்டர் உயரம் வரை வெடிவூர்திகளைக் கொண்டு காற்றுமண்டலத்தின் பல அடுக்குகளின் வெப்பநிலைகளை அறியலாம். வெடிவூர்திகள் எவ்வளவு உயரத்திற்கு வேண்டுமானாலும் செல்லும். ஆனால் 100 கி.மீட்டர் உயரத்திற்கு மேல் அவைகளைக் கொண்டு அளக்கப் படும் அளவுகள் துல்லியமாக இருக்காது. காரணம், இப்பகுதி களில் காற்றின் அடர்த்தி மிகக் குறைவானதையால், வெடிகுண்டு களின் வெடி ஒலி பூமியைச் சரியாக அடைவதில்லை. அதனால் வெடி ஒலி வேகத்தைத் துல்லியமாக அளப்பது கடினம். மேலும் அடர்த்தி குறைவான காற்றுமண்டலத்தில் ஒரு கோளம் விழும் பொழுது, காற்றின் தடையும் மிகக் குறைவாக இருக்குமாகை யால், தடையைத் துல்லியமாக அளத்தலும் இயலாது. ஆனால் செயற்கைக் கோள்களின் வேகம் மிகமிக அதிகமாக இருப்பதால், காற்றின் அடர்த்தி குறைவாக இருந்தாலும் அதன் தடை மிக அதிகமாக இருக்கும். இந்தத் தடையை ஒரு செயற்கைக் கோள் பூமியைச் சுற்றி வரும்பொழுது அதன் பாதையில் ஏற்படும் மாற்றங்களைக்கொண்டு அறியலாம். பெரும்பான்மையான கோள்கள் பூமியைச் சுற்றி ஒரே உயரத்தில் செல்வதில்லை. காற்றின் தடையைப் பொறுத்து அதன் உயரமும் மாறுகிறது. தடை அதிகமாக இருப்பின் கோள் செல்லும் உயரமும் குறைந்து விடுகிறது. கோள் அதன் பாதையில் மாதக் கணக்கில் வருடக் கணக்கில் இருப்பதாலும், அதன் சிறும உயரம் பூமியிலிருந்து அதிகமாக மாறாமல் இருப்பதாலும், காற்றின் அடர்த்தியை இச்சிறும உயரத்தில் மிகத் துல்லியமாக அளக்க முடியும்.

செயற்கைக் கோள்களின் உதவியால், காற்றின் அடர்த்தி மிக உயர்ந்த பகுதிகளில் மிகவேகமாகக் குறைகிறது என்பது அறியப்பட்டது. அடர்த்தி மாற்றத்திற்குக் காரணம், வெப்பநிலை மாற்றமே, என்று உணரப்பட்டது. பகல் நேரங்களிலும், இரவு நேரங்களிலும் காற்றின் அடர்த்தி பெரிதும் மாறுபாடு அடைகின்றது. 600 கி.மீட்டர் உயரத்தில், பகல் 12 மணிக்குக் காற்றின் அடர்த்தி, இரவில் இருப்பதை விடச் சுமார் எட்டு மடங்கு அதிகமாகும். மேலும் வெப்பநிலை இவ்வுயரங்களில் நாளுக்கு நாள் பெரிதும் வித்தியாசப்படுகின்றது. செயற்கைக் கோள்கள் சூரியனிடமிருந்து வரும் கதிர்வீச்சுக்களைப் பற்றிய செய்திகளையும் புறவெளியிலிருந்து காற்றுமண்டலத்தைத் தாக்கும் அறிவுக்கெட்டாத காஸ்மிக் கதிர்களைப் பற்றிய செய்திகளையும் தொடர்ந்து நமக்குத் தருகின்றன.

செயற்கைத் துணைக் கோள்களால் வானிலை ஆய்வாளருக்குப் பயன் என்ன? சாதாரணமாக நமது காற்றுக் கடலின் ஒரு சிறிய பகுதியிலிருந்து மட்டுமே நமக்கு வானிலைச் செய்திகள் கிடைக்கின்றன. மிகத் தொலைவான இடங்களில் பெரும் புயல்கள் நாட்கணக்கில் மறைந்திருக்க முடியும். செயற்கைத் துணைக் கோள்கள் உலக வானிலையைக் காண உதவும் கண்களைப் போன்றவை. அவை புயல்களைத் துருவி ஆய்ந்து, புதுப்புயல்களின் தோற்றத்தையும், பழையவற்றின் மறைவையும் பதிவு செய்கின்றன. பூமியிலிருந்தவாரே வானிலைச் செய்திகளைப் பலூன்களின் மூலமும் வானவூர்திகளின் மூலமும், வெடிவூர்திகளின் மூலமும், நாம் பெறுகிறோம். இச்செய்திகளோடு செயற்கைத் துணைக்கோள்களிலிருந்து கிடைக்கும் செய்திகளையும் சேர்த்து வானிலை ஆய்வாளர்கள் தொலைதூரங்களில் உள்ள வானிலையைப் பற்றித் தெளிவாக அறிய முடிகிறது.

பூமிக்கு மேலே மேகங்கள் மிதந்துசெல்வதைச் செயற்கைத் துணைக்கோள்கள் புகைப்படம் எடுக்கின்றன. உலக வரலாற்றில் முதல் முறையாக மனிதன் செயற்கைத் துணைக் கோள்களிலிருந்து கீழ்நோக்கிக் காற்றுக்கடலைக் காண முடிந்தது.

செயற்கைத் துணைக்கோள்களில் வைக்கப்பட்டுள்ள டெலிவிஷன் புகைப்படக் கருவிகள் 300 மைல் உயரத்திலிருந்து பூமியின் மேக உறையை 700,000 சதுரமைல் பரப்புகளாகப் பகுத்துப் புகைப்படம் பிடிக்கும். பூமியின் துருவங்களை நாளுக்கொரு முறை சுற்றிவரும் செயற்கைத் துணைக் கோளிலுள்ள

இளமக்காக் கண்களால் அன்றாட உலக வானிலையைக் காண முடிகிறது. பூமத்தியரேகைக்கு மேலே 22,000 மைல் உயரத்தில் செயற்கைத் துணைக்கோள் ஒன்றை ஓரிடத்தில் நிலையாக நிறுத்தி வைக்க முடியுமானால், பூகோளத்தின் மேற்குப் பாதியில் தோன்றும் மேகங்களை அங்கிருந்து காணமுடியும். தொலைவான நிலப்பரப்புகளின் மீதும், கடல்களின் மீதும் அமைக்கப்பட்டிருக்கும் தன்னியக்க வானிலை நிலையங்கள், தலைக்குமேல் செல்லும் செயற்கைத் துணைக்கோள்களுக்குச் செய்திகளை அறிவித்துவரும். விண்ணில் சுற்றும் செயற்கைத் துணைக்கோள்களின் கண்களாக ரேடார் வில்லைகள் (radar lenses) பயன்படும். அவை மழையை அளக்கும். மின்னல் வீச்சுகளை எண்ணும் காற்றுக் கடலில் உள்ள ஈரப்பதன், கார்பன்-டை-ஆக்சைடு, ஓசோன் முதலியவைகளை ஆராயும் செய்திகளைத் திரட்டும் துணைக்கோள்கள் பல ஒன்றாக இணைந்து, செயல் புரிந்து, வானிலைச் செய்திகளை விரைவில் எங்கும் அறிவிக்கும்.

11. வானிலே விளக்கப்படங்கள்

செய்தித் தாள்களில் வெளியிடப்படும் வானிலே விளக்கப் படங்களே நாம் பார்த்து இருக்கிருேம். தொலேக் காட்சியிலும் இப்படங்கள் காட்டப்படுகின்றன. ஒரே சமயத்தில் நூற்றுக் கணக்கான இடங்களின் வானிலே எவ்வாறு உள்ளது என்று வானிலே ஆய்வாளருக்கு விளக்கும் சிக்கலான வானிலேப் படங் களின் எளிய வடிவே இவை. மேலும் காற்றின் அழுத்தம் எவ்வாறு உள்ளது? காற்று எவ்வாறு வீசுகிறது? அதன் வெப்பநிலே என்ன? விண்ணில் எத்தகைய மேகங்கள் உள்ளன? என்பவை போன்ற பலவகையான விளுக்களுக்கும் இவ்வகைப்படங்கள் விடை யளிக்கின்றன. இந்த விளக்கப் படங்களே நன்கு ஆய்வதன் மூலம் வானிலே ஆய்வாளர் ஒரு பரந்த வெளியின் வானிலேயைப் பற்றி அறிய முடிகிறது. இவ்வறிவைக்கொண்டு வானிலேயை முன் கூட்டியே அறிவிக்க முடிகிறது. ‘தினசரி வானிலே விளக்கப்படம்’ வரையலாம் என்ற எண்ணம் ஜெர்மன் நாட்டைச் சேர்ந்த கணித மேதையும் வானிலே வல்லுனரும் ஆகிய ஹைய்ன்ரிக் பிரான்டெஸ் என்பவரின் உள்ளத்தில் 1820-ல் முதன் முதலில் தோன்றியது. மாறுபடும் வானிலேயை ஒரே சமயத்தில் எவ்வளவு அதிகமான பரப்பை ஒட்டி ஆய்ந்தறிய முடியுமோ அவ்வளவையும் அறிந்து விளக்கப்படத்தில் குறித்தால் அதை மிகத் தெளிவாக அறிய முடியும் என்று இவரும், அமெரிக்க நாட்டைச் சேர்ந்த வில்லியம் ரெட்ஃபீல்ட் என்பவரும் நம்பினர். ஆனல் இக்காலத்தில் உள்ளவை போன்ற ரேடியோவோ, தந்திக் கருவியோ, தொலே அச்சு முறையோ, தொலேபேசியோ அப்பொழுது அவர்களிடம் இல்லே. ஆகையால் வானிலே விளக்கப் படங்களால் பெரும் பயனே அடையமுடியவில்லே.

பலவகையான வானிலே விளக்கப்படங்கள் பழக்கத் திலுள்ளன. சில விளக்கப்படங்கள் ஒரு குறிப்பிட்ட சிறு பகுதி யின் வானிலேகளே அறியப் பயன்படுகின்றது. சில படங்கள்

நூற்றுக்கணக்கான சதுரமைல் பரப்புகளைக் கொண்ட பகுதிகளை ஆய்வதற்குப் பயன்படுகின்றன. சில ஆய்வாளர்கள் வெப்ப மண்டலத்தின் வானிலையையும், துருவப்பகுதிகளின் வானிலையையும் அறிய விளக்கப்படங்கள் வரைகின்றனர். இன்னும் சில வானிலை ஆய்வாளர்கள் பூமி முழுவதும் உள்ள வானிலையை அறியத்தேவையான விளக்கப் படங்களை வரைகிறார்கள். சில விளக்கப்படங்களின் மூலம் வானிலையை மிகவும் திருப்திகரமாக அறியலாம். சில விளக்கப்படங்கள், வானிலையை அவ்வளவு தெளிவாகக் கூறுவதில்லை.

உலக வானிலை ஆராய்ச்சி நிறுவனம் [The World Meteorological Organisation (WMO)] ஒவ்வொரு நாட்டின் வானிலைச் செய்திகளைச் சேகரித்து அவற்றைத் தந்தி மூலமோ அல்லது வானொலி மூலமோ மற்ற நாடுகளுக்கு அனுப்பி வைக்கிறது. இந்த நிறுவனம் பலவகையான விளக்கப் படங்களைத் தயாரிக்கும் விதங்களைப் பற்றியும் அவற்றிலிருந்து வானிலைகளை எவ்வாறு அறிவது என்பது பற்றியும் எல்லா நாடுகளுக்கும் தெரிவிக்கிறது.

11-1. விளக்கப் படங்களின் வகைகள்

வெப்பமண்டலப் பகுதிக்கு மெர்கேட்டர் வீழ்த்துமுறை (Mercator projection) கையாளப்படுகிறது. இம்முறை, குறைந்த கோண குறுக்குக்கோட்டுப் பகுதிகளுக்கு மிகத் துல்லியமான தோன்றும். ஆனால் 40°-க்கு மேல் உள்ள குறுக்குக் கோட்டுப் பகுதிகளுக்கு இம்முறை பயன்படுத்தப்படுவதில்லை. ஏனென்றால் இப்பகுதிகளுக்குரிய விளக்கப்படத்தை இம்முறையில் தயாரிக்கும் பொழுது படத்தில் உருக்குலைவு (distortion) உண்டாகிப் படம் தெளிவிழந்து விடுகிறது. இந்த முறையில் தயாரிக்கப்படும் படங்களில் பூமியின் குறுக்குக்கோடுகளும், நெடுக்குக்கோடுகளும் ஒன்றுக்கொன்று செங்குத்தாக உள்ளன. இதில் ஒரு நெடுக்குக் கோட்டிற்கும், மற்றொரு நெடுக்குக் கோட்டிற்கும் இடையே உள்ள தூரம் சமமாக இருக்கிறது. குறுக்குக் கோடுகள் அவைகளுக்கு இடையே உள்ள பரப்புகள் தெளிவாகப் புலப்படும் வண்ணம் பிரிந்து அமைந்திருக்கின்றன. ஆனால் இப்பரப்புகள் பெரிதாக இருக்குமானால் இவற்றில் பெருமளவு உருக்குலைவை ஏற்பட்டுத் தெளிவு மறைகின்றது.

நடுக்குறுக்குக் கோட்டுப் பகுதிகளுக்கும், உயர்ந்த குறுக்குக் கோட்டுப் பகுதிகளுக்கும், லேம்பர்ட் கூம்பு வீழ்த்துமுறை (Lambert conic projection) பெரிதும் பயன்படுத்தப்படுகிறது. இம்முறையில் தயாரிக்கப்படும் படங்களில் குறுக்குக் கோடுகள், துருவத்தை

மையமாகக் கொண்ட ஒரு மைய வட்டங்களாக அமைகின்றன. நெடுக்குக் கோடுகள் துருவப்புள்ளி வழியாக ஓடும் நேர்க்கோடு களாகக் காட்சியளிக்கின்றன. இந்த முறையில் நெடுக்குக்கோட்டு வழியில் நெடுந் தொலைவுக்கு வானிலை அறிவு பெறலாம்.

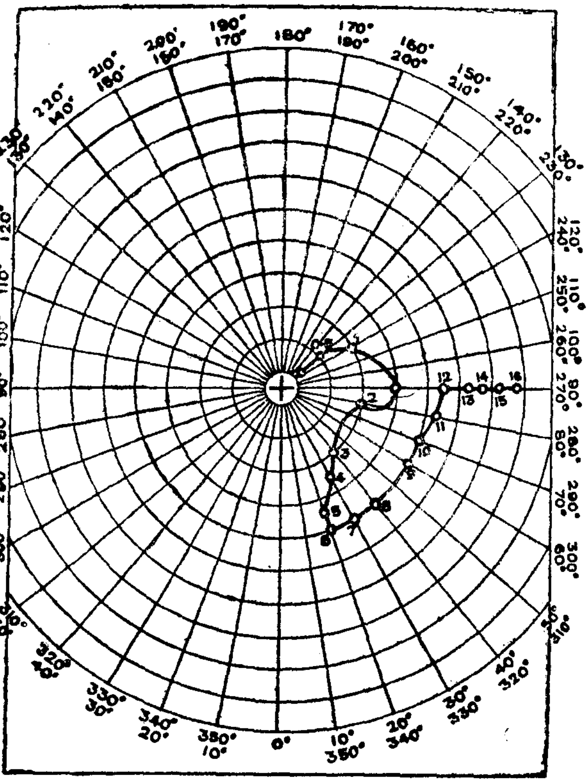
வானிலையில் பயன்படும் மூன்றாவது முறைக்கு துருவம் மாறு வரைபட வீழ்த்து முறை (polar stereographic projection) என்று பெயர். இம்முறையில் படத்தின் நடுப்பகுதி துருவப் பகுதியாகும். குறுக்குக்கோடுகள் ஒரு மைய வட்டங்களாக அமைகின்றன. நெடுக்குக் கோடுகள் துருவத்திலிருந்து நேர்க்கோடுகளாக விரிந்து செல்வதுபோல் அமைகின்றன. இப்படத்தின் அமைப்பு நன்றாக இருப்பதுடன், இது மிகவும் துல்லியமானதாகவும் இருக்கிறது. ஆயினும் உலகம் முழுவதற்கும் பயன்படுத்தக் கூடிய தகுந்த ஒரு தனிமுறை ஒன்றும் இப்பொழுது இல்லை. 60° குறுக்குக் கோட்டுப் பகுதிகளுக்கு மேல் உருக்குலைவு மிக அதிகமாக இருந்த போதிலும், மெர்கேட்டர் முறையே உலகம் முழுவதற்கான வானிலையை அறியப் பயன்படுத்தப்படுகின்றது.

11-2. மேல்மட்டக் காற்றோட்ட விளக்கப்படங்கள்

மேல்மட்டக் காற்றோட்டங்களை பலவகை விளக்கப்படங்களில் குறிக்கலாம். உதாரணமாக நிலைமட்ட அல்லது நிலைஅழுத்த விளக்கப்படங்களில் அவைகளைக் குறிக்கலாம்; அல்லது தோற்று வாயிலிருந்து, காற்றோட்டங்களை வெக்டர்களாகக் குறிக்கலாம்; இதற்கு ஹோடாகிராஃப் (hodograph) என்று பெயர். காற்றின் பலபடலங்கள், அதன் வாயிலாகச் செல்லும் பொருள்களின்மேல் ஏற்படுத்தும் விளைவுகள் மட்டும் தெரிய வேண்டுமானால், காற் றோட்டங்களைத் தலையிலிருந்து வால்வரை உள்ள வெக்டர்களாக (head to tail vectors) குறிக்கலாம்.

ஹோடாகிராஃப் : இந்த விளக்கப்படத்தில் இருந்து, வெவ்வேறு உயரங்களில் காற்றின்திசை, வேகம் முதலியனவற்றை அறியலாம். பலூன்கள், ரேடியோசாண்டி முதலியவைகளி லிருந்து கிடைத்த தகவல்களை, துருவ ஆய்த்தாளில் (polar co-ordinate paper) குறிக்கப்படுகின்றன. காற்றோட்டத்தின் வேகம், திசை முதலியன ஒரு வெக்டர் அளவால் குறிக்கப்படு கின்றது. வெக்டரின் வால், விளக்கப்படத்தின் மையமாகும். காற்றோட்டத்தின் திசையை குறிக்க வெக்டரின் தலையில் ஒரு அம்பு இடப்பட்டிருக்கும். வெக்டர்களின் அம்புகள் அனைத்தையும் ஒரு வளைவு கோட்டினால் ஒன்று சேர்த்தால் கிடைப்பது ஹோடா கிராஃப் ஆகும். ஆனால், ஒவ்வொரு காற்றோட்டத்தையும்

தனித்தனியான வெக்டரால் குறிப்பிட வேண்டிய அவசியமில்லை. வெக்டரின் தலைப்பாகத்தை மட்டும் குறித்தால் போதும். (படம் 11-1)



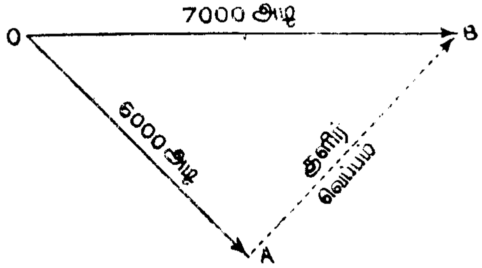
எண் இடப்பட்ட சிறு வட்டங்கள் வெவ்வேறு உயரங்களில், காற்றோட்டத்தின் திசை, வேகம் ஆகியவற்றைக் குறிக்கின்றன. உயரங்கள் ஆயிரம் அடிகளில் காட்டப்பட்டுள்ளன. ஆரக்கோடுகளின் முனைகளில் உள்ள எண்களில் கீழே உள்ளவை திசைகளைக் குறிக்கின்றன. திசை வேகங்கள் மையத்திலிருந்து ஆரக் கோடுகள் வழியாக அளக்கப் படுகின்றன.

படம் 11-1

உயர்மட்ட காற்றோட்ட சறுக்குப் பெயர்ச்சி ஹோடாகிராஃப்

ஹோடாகிராஃபின் கொள்கையை பின்வருமாறு விளக்கலாம். 6,000 அடி உயரத்தில் மணிக்கு 20 மைல் வேகத்தில் வீசும்

வடமேற்குக் காற்றோட்டத்தை, OA என்ற கோடு குறிக்கிறது. (படம் 11-2) 7,000 அடி உயரத்தில் மணிக்கு 30 மைல் வேகத்தில்



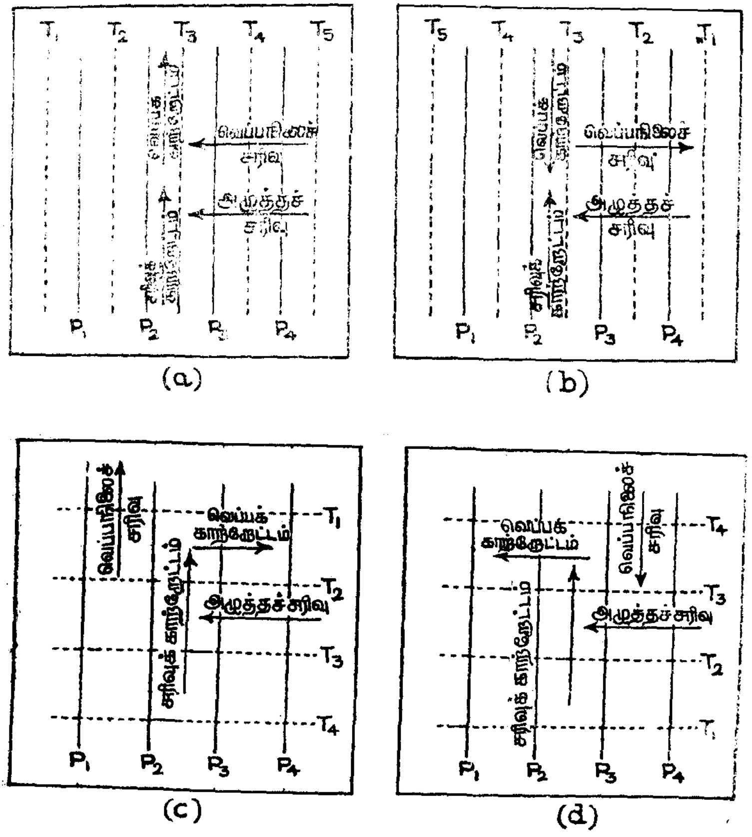
படம் 11-2

காற்றோட்ட சறுக்குப் பெயர்ச்சி வெக்டர்

வீசும் மேற்கு காற்றை, OB என்ற கோடு குறிக்கிறது. AB என்ற வெக்டர், மேற்கூறிய இரண்டு மட்டங்களின் வித்தியாசத்தைக் குறிக்கிறது. அதாவது AB என்பது OA, OB என்ற மட்டங்களுக் கிடையே உள்ள சறுக்குப் பெயர்ச்சியைக் (shear) குறிக்கிறது. வானிலை அறிவிப்புக்குப் பெரிதும் பயன்படுவது சறுக்குப்பெயர்ச்சி வெக்டராகும். இந்த வெக்டர் இரண்டு மட்டங்களின் சராசரி மாறு வெப்பநிலைக் கோட்டிற்கு இணையாக இருக்கும். மேலும் இது புவித்திருப்புக் காற்றினுடைய வெப்பக்கூற்றின் (component) எண்மதிப்பு, திசை முதலியனவற்றைக் குறிக்கிறது. ஆகையால், இதற்கு வெப்பக் காற்றோட்ட வெக்டர் என்றும் பெயர். காற்றோட்டத்திற்கும் அழுத்தத்திற்கும் உள்ள தொடர்பைப் போலவே, வெப்பக் காற்றோட்ட வெக்டரும் வெப்ப நிலையும் தொடர்பு கொண்டுள்ளன. ஆகையால் வடகோளத்தில் வெக்டருக்கு இடது புறமாக குறைந்த வெப்பநிலை, இருப்பதுபோல் வெப்பக் காற்றோட்டம் வீசுகிறது. இது புவித்திருப்பும் காற்றோட்ட வெக்டருக்கு இடதுபுறமாகக் குறைந்த அழுத்தம் இருப்பதை ஒக்கும். வெப்பக் காற்றோட்டம் என்ற ஒரு காற்றோட்டமே இல்லை. இது புவித்திருப்பும் காற்றோட்டத்தின் கூறு ஆகும். உயரத்திற்கேற்ப வெப்பநிலை மாறுவதால், அழுத்தமும் மாறுபடுகிறது. இதனால் உண்டாவதுதான் புவித்திருப்பும் காற்றோட்டத்தின் கூறு. வெப்பக் காற்றோட்ட வெக்டருக்கும், வெப்பநிலைக்கும் உள்ள சமன்பாட்டிலிருந்து கீழ்க்காணும் நான்கு விதிகளை அறியலாம் :

1. குறைந்த அழுத்தப் பகுதியும், குறைந்த வெப்பநிலைப் பகுதியும் ஒன்றிவிடும் நிலையில் புவித்திருப்பும் காற்றோட்டம்

அல்லது சரிவுக் காற்றோட்டம் உயரச்செல்லச் செல்ல அதிகமாகிறது. இந்நிலையில் காற்றுப்படலத்தின் அடிமட்டச் சம அழுத்தக் கோடுகளும், படலத்தின் சராசரி மாறு வெப்பநிலைக் கோடுகளும் ஒரே கட்டத்தில் (phase) இருக்கும். அப்பொழுது வெப்பக் காற்றோட்டமும் சரிவுக் காற்றோட்டமும் ஒரே திசையில் சேர்கின்றன (படம் *11-3a*). இது பூமியின் இரு கோளப் பகுதிகளிலும் இருக்கும் மேற்குக் காற்றின் சராசரி நிலைமையை ஒக்கும்.



படம் *11-3*

வெப்பக் காற்றோட்டத்திற்கும், சரிவுக்காற்றோட்டத்திற்கும் உள்ள தொடர்பு

2. அதிக அழுத்தப் பகுதியும், குறைந்த வெப்பநிலைப்பகுதியும் ஒன்றிவிடும் நிலையில், புவித்திருப்பும் காற்றோட்டம் அல்லது சரிவுக் காற்றோட்டம், உயரச் செல்லச் செல்லக் குறைகிறது (படம் *11-3b*).

இங்கே சம அழுத்தக் கோடுகளுக்கும், சராசரி மாறு வெப்பநிலைக் கோடுகளுக்கும் இடையே உள்ள கட்ட வேறுபாடு (phase difference) 180° ஆகும்.

3. வடகோளத்தில், காற்றோட்டம் குறைந்த வெப்பநிலைப் பகுதியை நோக்கி வீசும்பொழுது, புவித்திருப்பும் காற்றோட்டம் அல்லது சரிவுக் காற்றோட்டம் உயரச் செல்லச் செல்ல வலஞ்சுழியாகத் திசை மாறுகிறது (படம் 11-3c). இப்பொழுது சம அழுத்தக் கோடுகளுக்கும், சராசரி மாறு வெப்பநிலைக் கோடுகளுக்கும் இடையே உள்ள கட்ட வேறுபாடு 90° ஆகும்.

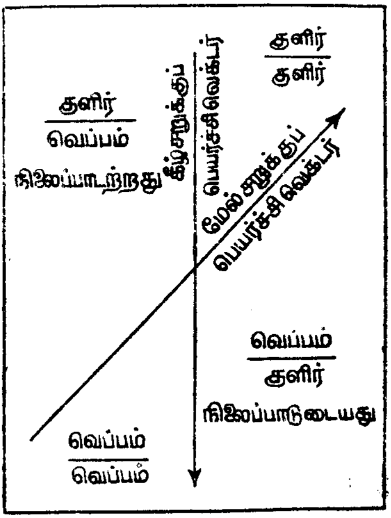
4. வடகோளத்தில், காற்றோட்டம் அதிக வெப்ப நிலைப் பகுதியை நோக்கி வீசும்பொழுது, புவித்திருப்பும் காற்றோட்டம் அல்லது சரிவுக் காற்றோட்டம் உயரச் செல்ல இடஞ்சுழியாகத் திசைமாறுகிறது. அப்பொழுது சம அழுத்தக் கோடுகளுக்கும், சராசரி மாறு வெப்பநிலைக் கோடுகளுக்கும் இடையே உள்ள கட்ட வேறுபாடு 270° ஆகும்.

மேற்கூறிய நான்கு விதிகளும் வானிலை அறிவிப்புக்குப் பெரிதும் துணை புரிவனவாகும். முதல் இரண்டு விதிகளும் இரண்டு கோளங்களுக்கும் பொருந்தும். ஆனால் மூன்றாவது விதியும், நான்காவது விதியும் தென் கோளத்தில் தலைகீழாக மாறுகின்றன. மேல்மட்டக் காற்றோட்டங்களின் ஹோடாகிராஃபை பயன்படுத்திக் குளிர்க்காற்றின் அல்லது வெப்பக்காற்றின் கிடைமட்டச் சலனத்தைத் தெளிவாக அறியலாம். மேலும், மேற்கூறிய நான்கு விதிகளையும் உபயோகித்துக் காற்றோட்டங்களைப் பற்றிய எல்லா உண்மைகளையும் நன்கு அறியலாம்.

படம் 11-1. ஒரு ஹோடாகிராஃப்பைக் குறிக்கிறது. இதன் உதவியால் முன்பு குறிப்பிட்ட நான்கு விதிகளையும் எவ்வாறு பயன்படுத்துவது என்பதை அறியலாம். பூமியிலிருந்து சுமார் 2,000 அடி உயரம் வரை காற்றின் உராய்வுப் படலம் இருக்கிறது. இது, ஒரு எக்மேன் சுருளால் (ekman spiral) குறிப்பிடப்படுகிறது. இது ஒரு சமகோணச் (equiangular) சுருளாகும். இது பூமியை ஒட்டியுள்ள உராய்வுப் படலத்தில் எப்பொழுதும் இருக்கும். இது எல்லா ஹோடாகிராஃபிலும் இருக்கும். உராய்வுப் படலத்திற்குமேல், காற்றோட்டம் சுமார் 6,000 அடி உயரம்வரை வலஞ்சுழியாகத் திசை மாறுகிறது. இது 2,000 அடியிலிருந்து 6,000 அடி வரை, கிடைமட்ட வெப்பக் காற்றுச் சலனம் இருப்பதைக் குறிக்கிறது. காற்றோட்டம் 6,000 அடி முதல் 12,000 அடி உயரம் வரை இடஞ்சுழியாகத் திசை மாறுகிறது. இது, இப்படலத்தில்

கிடைமட்டக் குளிர் காற்றுச் சலனம் இருப்பதைக் குறிக்கிறது. 12,000 அடி உயரத்திற்குமேல் காற்றோட்டத்தின் திசை வேகம் அதிகமாகிறது. ஆனால் திசை மாற்றம், மிகவும் குறைவு. இது, இப்பகுதியில், சம அழுத்தக் கோடுகளும், மாறா வெப்பநிலைக் கோடுகளும் ஒரே கட்டத்தில் இருப்பதைக் குறிக்கிறது. மேலும், குளிர் காற்று வடக்குத் திசையை நோக்கியும் வெப்பக் காற்றுத் தெற்கு திசையை நோக்கியும் இருப்பதை இது குறிக்கிறது.

2,000 அடி முதல் 6,000 அடி உயரம் வரையிலும், 6,000 அடி முதல் 12,000 அடி உயரம் வரையிலும் சறுக்குப் பெயர்ச்சி வெக்டர்கள் வரைந்தால் (படம் 11-4), வெவ்வேறு காற்றுப் படலங்களின் ஒப்பு நிலைப்பாட்டைத் (relative stability) தெரிந்து கொள்ளலாம். 2,000 அடி முதல் 6,000 அடி உயரம் வரையுள்ள கீழ்மட்டக் காற்றுப் படலத்தில், கீழ் மட்டச் சறுக்குப்பெயர்ச்சி வெக்டருக்கு இடதுபுறமாகக் (கிழக்கு நோக்கி) குளிர்காற்று இருக்கும். 6,000 அடி முதல் 12,000 அடி உயரம்வரை மேல் மட்டக் காற்றுப் படலத்தில், மேல் மட்டச் சறுக்குப் பெயர்ச்சி வெக்டருக்கு இடதுபுறமாக(வடமேற்கை நோக்கி) மறுபடியும் குளிர் காற்றே இருக்கும். இது, வடமேற்குப் பகுதியிலுள்ள காற்று, நிலைப்பாடற்றது (வெப்பக் காற்றின் மேல் குளிர் காற்று) என்பதையும், தென் கிழக்குப் பகுதியிலுள்ள காற்று நிலைப்பாடுடையது (குளிர் காற்றின்மேல் வெப்பக் காற்று) என்பதையும் குறிக்கிறது. இம்முறை வானிலை அறிவிப்பிற்குப் பெரிதும் துணைபுரிகிறது.



படம் 11-4

சறுக்குப் பெயர்ச்சி வெக்டர்களும் நிலைப்பாடும்

வெக்டர் காற்றோட்ட விளக்கப்படம்: காற்றோட்டத்தின் வழியாக மேல் நோக்கிச் செல்லுகின்ற பொருளின் மீதும், கீழ்நோக்கி விழுகின்ற பொருளின்மீதும் காற்றோட்டம் ஏற்படுத்தும் விளைவுகளை அறிய வெக்டர் காற்றோட்ட விளக்கப்படம் உபயோகப்

படுகிறது. ஒவ்வொரு காற்றுப்படலத்திலும் ஏற்படுகின்ற காற்றோட்டம் ஒரு வெக்டரால் குறிக்கப்படுகிறது. இது, ஒரு குறிப்பிட்ட படலத்தில் வீசுகின்ற காற்றோட்டத்தின் திசையையும் வேகத்தையும் கொடுக்கிறது.

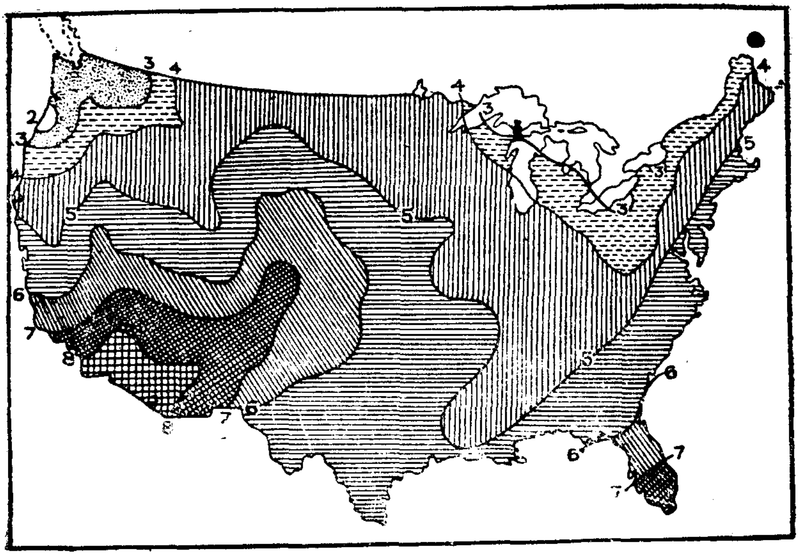
11-3. வானிலைச் செய்திகளைச் சேகரித்தல்

வானிலைச் செய்திகளை ஒன்று திரட்டி, விளக்கப் படங்கள் வரைந்து அதனை ஆய்ந்து வெப்பதட்ப நிலைகளைக் கணக்கிடுவது என்பது உலகம் முழுவதற்கும் பொதுவானது. முதற்கண், பல வகை வானிலைக் கருவிகளின் உதவியால், காற்றுமண்டலத்தின் பல படலங்களின் வெப்பநிலை, ஈரப்பதன், அழுத்தம், காற்றோட்டம் முதலியனவற்றைச் சேகரித்தல் வேண்டும். அந்தந்தப் பிராந்திய வானிலைச் செய்திகளை, ஒரு பொதுவான இடத்திற்குத் தந்தி மூலமோ அல்லது ரேடியோ மூலமோ அறிவிக்க வேண்டும். இந்தப் பொதுவான நிலையம், வானிலைச் செய்திகளைச் சேகரித்து வரைப்படங்கள் வரைந்து வானிலையை உடனுக்குடன் உலகின் எல்லா வானிலை நிலையங்களுக்கும் தொலைபேசியின் மூலமும், வானொலியின் மூலமும் அனுப்புதல் வேண்டும். இவ்வளவும் மிக விரைவாகச் செயல்படுதல் வேண்டும். இல்லாவிடில் புயல், இடி மின் புயல், பேய்மழை முதலியனவற்றின் கொடுமைகளால் பெரிய அழிவு ஏற்பட்டுவிடும். மேலே குறிப்பிட்ட பொது இடம், உலக வானிலை ஆராய்ச்சி நிறுவனமாகும். தினம் தினம் ஆயிரக் கணக்கான வானிலைச் செய்திகள், வெவ்வேறு நாடுகளுக்கிடையே பரிமாறிக் கொள்ளப்படுகின்றன. இவைகளை மிக விரைவாகப் பரிமாறிக் கொள்ள மிகச்சுருக்கமான ஒரு தனிமொழி பயன் படுத்தப்படுகிறது.

11-4. விளக்கப்படங்களும் வானிலையும்

வானிலையானது மணிக்கு மணி, நாளுக்கு நாள், மாதத்திற்கு மாதம், வருடத்திற்கு வருடம், மாறுபடுவதாகும். மேலும், இடத்திற்கு இடம், நாட்டுக்கு நாடு வானிலை மாறுபடுகிறது. ஆகையால் உலகம் முழுவதற்குமான எல்லாவகை வானிலைச் செய்திகளையும் ஒரே விளக்கப் படத்தில் குறித்து ஆய்வது மிகவும் கடினமாகும். அவ்வாறு குறித்து ஆய்ந்தாலும், அது துல்லியமாக இராது என்பது உறுதி. ஆகையால் அந்தந்தப் பிராந்திய இடங்களின் வானிலையை முதலில் தனித்தனியாக வரைப்படங்கள் வரைந்து, பின்பு முடிந்த அளவு அவைகளை இணைத்துப் பொதுவான வானிலையை அறியலாம். மேலும், பூமியின் பரப்பை ஒட்டிய குறிப்புக்களையும், மேல்மட்டங்களின் குறிப்புக்களையும், மேல் மட்டங்களின் குறிப்புக்களையும் ஒன்றாகச் சேர்த்து வானிலையைக்

கணித்தல் நல்லது. வானிலையில் பயன்படும் எல்லாவகை விளக்கப் படங்களையும் அதன் முக்கியத்துவத்தையும் விளக்குவது மிகவும் கடினமாகும். ஆகையால், சில முக்கியமான விளக்கப்படங்களின் அமைப்பைப்பற்றியும் அவைகளிலிருந்து வானிலையை எவ்வாறு அறிவது என்பது பற்றியும் சிறிது பார்ப்போம்.

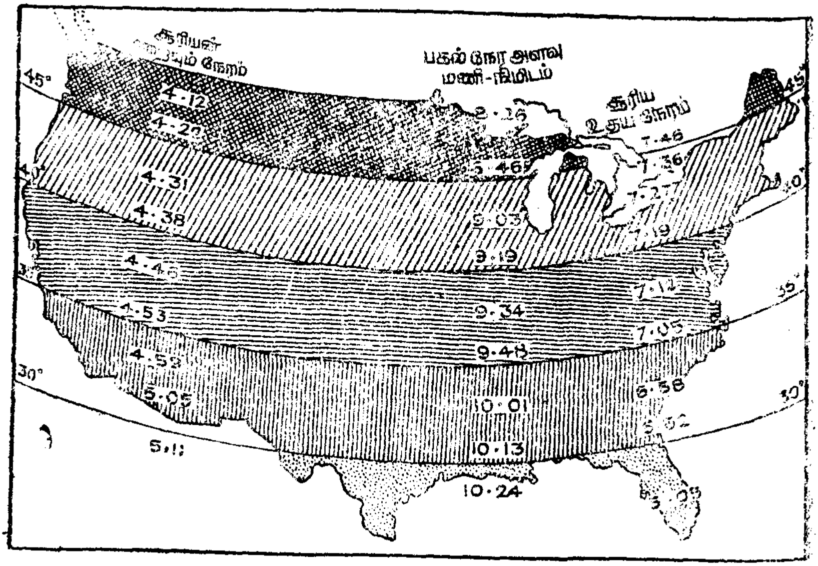


படம் 11-5

சூரியனின் சராசரி கதிர்வீச்சு
(அமெரிக்காவில் — குளிர்காலத்தில்)

சூரிய ஒளி பற்றிய விளக்கப்படம்: அமெரிக்காவில், ஒரு வருடத்தில் சூரியனின் சராசரிக் கதிர்வீச்சின் நிலையைப் படம் 11-5 விளக்குகிறது. இப்படத்திலிருந்து, தென்மேற்குப் பகுதிகளில் குளிர் காலத்தில் சூரியக் கதிர்வீச்சு மிகுதியாக இருப்பதையும், வடகிழக்குப் பகுதியில் மேகங்கள் நிறைந்திருப்பதையும் அறியலாம். மேலும் ஒரு பகுதிக்கும் மற்றொரு பகுதிக்கும் உள்ள சூரியக் கதிர்வீச்சின் வேறுபாட்டையும் இதிலிருந்து அறியலாம். இவ்விளக்கப் படம், தனித்தனியான வானிலை நிலையங்களிலிருந்து செய்திகளைச் சேகரித்துப் பின்பு, அவைகளை ஒன்றாக இணைத்து உருவாக்கியதாகும். ஒரே அளவு சூரியக் கதிர்வீச்சைக் கொண்டுள்ள பகுதிகளைச் (படத்தில் 1, 2, 3 என்று குறிப்பிடப் பட்டுள்ள பகுதிகள்) சேர்ப்பது மிகவும் கடினமாகும். ஆகையால் இப்பகுதிகளின் எல்லைக் கோடுகள் சரியானபடி வரையறுக்கப்

பட்டவை அல்ல. இருப்பினும், சூரியக் கதிர்வீச்சின் பொதுவான பங்கீட்டை இதில் நன்கு அறியலாம்.



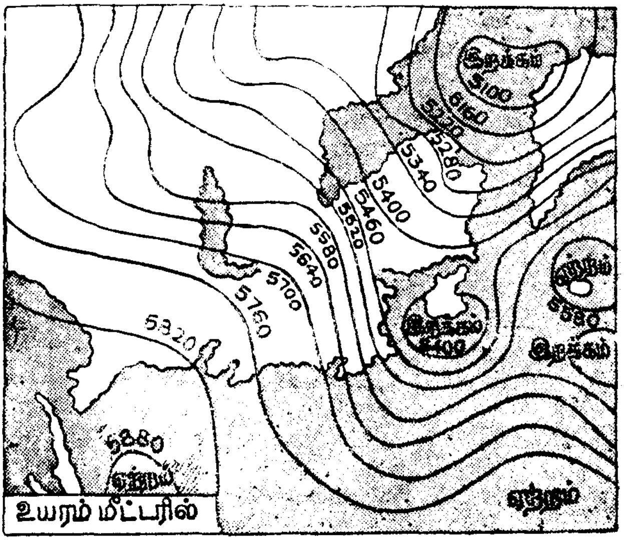
படம் 11-6

ஒரு நாளின் பகல் நேர அளவு, சூரியன் தோன்றும் நேரம், மறையும் நேரம். (டிசம்பர் 22-ந் தேதி)

படம் 11-6-ம் சூரியனைப் பற்றிய விளக்கப் படமே. ஆனால் இது வானிலையியலின்படி (astronomy) தயாரிக்கப்பட்ட விளக்கப் படமாகும். இப்படத்தில் இருந்து, ஒரு நாளின் பகல் நேர அளவையும், (அமெரிக்காவில்) சூரியன் தோன்றும் நேரத்தையும், மறையும் நேரத்தையும் அறியலாம். குறிப்பாக, டிசம்பர் 22-ந் தேதி, புவிநடுக்கோட்டில் கிழக்கிலிருந்து மேற்காக, வெவ்வேறு பகுதிகளின் மேலே குறிப்பிட்ட நிலைகளைப்பற்றி, இந்த விளக்கப் படத்திலிருந்து அறியலாம்.

காற்று அழுத்த விளக்கப்படங்கள்: வானிலை ஆய்வாளர்களுக்குக் காற்றின் அழுத்தம் மிகவும் பயன்படக்கூடியதொன்றாகும். ஒரு குறிப்பிட்ட மட்டத்தை அடிப்படையாக வைத்துச் சம அழுத்தக் கோடுகளை வரைந்து, காற்றின் அழுத்தத்தைக் கணக்கிடலாம். ஆனால் இம்முறை மிகப் பழமையானதொன்றாகும். ஆனால் தற்காலத்தில், காற்றின் அழுத்தத்தைச் சரியாக அறியச் சம உயரக் கோடுகள் (contours) வரையப்படுகின்றன. இக் கோடுகள் கடல் மட்டத்திலிருந்து ஒரே உயரத்திலுள்ள நிலையான

அழுத்தங்களைக் கொண்ட பகுதிகளைச் சேர்க்கும் கோடுகளாகும். உலகத்தில் உள்ள எல்லா நாடுகளாலும் ஒப்புக்கொள்ளப்பட்ட நிலை அழுத்தப்பரப்புகள் 1,000, 850, 700, 500, 400, 300, 200, 100 மில்லிபார் அழுத்தமுடைய பரப்புகளாகும். (4.2 பகுதியைப் பார்க்கவும்.) 500 மில்லிபார் நிலை அழுத்தமுடைய பரப்பின் சம உயரக் கோடுகளைக் கொண்ட விளக்கப்படம், படம் 11-7. ல்

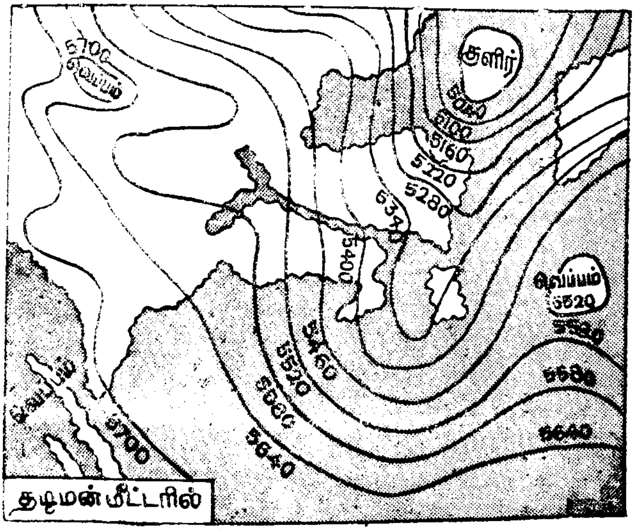


படம் 11-7
500 மில்லிபார் அழுத்த பரப்பின்
சம உயரக் கோடுகள்

கொடுக்கப்பட்டுள்ளது. இதிலிருந்து, ஏற்றப்பகுதிகள், இறக்கப் பகுதிகள் முதலியனவற்றை அறியலாம். இதிலிருந்து புயல் காற்று உருவாகும் இடம், புயல் எதிர்க்காற்றின் பகுதிகள் முதலியனவற்றையும் நன்கு அறியலாம். மேலும், மணிக்குமணி, இடத்திற்குஇடம் அழுத்தம் எவ்வாறு மாறுபடுகிறது என்பதையும் அறியலாம்.

ஆனல், வானிலை ஆய்வாளர்கள், இரண்டு சமஅழுத்தப் பரப்புகளின் இடையே உள்ள செங்குத்து உயரங்களையும் கணக்கிட்டு மேலும் பல உண்மைகளை அறிகிருர்கள். நிலை நீரியல் சமன்பாட்டின்படி, (4.1, 4.3 சமன்பாடுகள்) இரண்டு சமஅழுத்தப் பரப்புகளின் செங்குத்து உயரம் (உதாரணமாக 500, 1,000 மில்லிபார் பரப்புகளின் செங்குத்து உயரம்) அவைகளின் இடையே உள்ள காற்றுப்படலத்தின் சராசரி வெட்பநிலைக்கு நேர்விகிதத்தில்

மாறுகிறது. இந்த உயர வித்தியாசத்திற்கு அந்தக் காற்றுப் படலத்தின் தடிமன் என்று பெயர். ஒரே தடிமன் உடைய புள்ளிகளைச் சேர்க்கும் கோடுகள், மாறு வெப்பநிலைக் கோடுகளுக்கு (அல்லது சம சராசரி வெப்பநிலைக் கோடுகளுக்கு) இணையாக இருக்கும். இரு சம அழுத்தப்பரப்புகளின் அழுத்தவித்தியாசம், அவ்விரண்டு பகுதிகளுக்கிடையே உள்ள காற்றின் எடையை குறிக்கிறது. வெப்பக்காற்று, குளிர்காற்றை விடக் குறைவான எடை உடையது. ஆகையால் தடிமன் அதிகமெனில், அது வெப்பக் காற்றுப் படலத்தைக் குறிக்கிறது. தடிமன் குறைவெனில் அது குளிர்ந்த காற்றுப்படலத்தைக் குறிக்கிறது. (படம் 11-8). ஆகவே தடிம விளக்கப்படங்களிலிருந்து வெப்ப



படம் 11-8
500 - 1,000 மில்லிபார் தடிமன் விளக்கப்படம்

மான அல்லது குளிர்ந்த காற்றுப்படலங்களைச் சரிவரத் தெரிந்து கொள்ளலாம். இவ்விரண்டு விளக்கப்படங்களிலிருந்து, மேல் மட்டக் காற்றின் தன்மைகளை நன்கு அறியலாம். இவை வானிலை முன்னறிவிப்புக்கும் துணை புரியும். ஒரே நேர அழுத்த விளக்கப் படமும், (synoptic) வானிலைக்கு மிகவும் முக்கியமானதாகும். (4.2 பகுதியைப் பார்க்கவும்). ஆனால் காற்றின் அழுத்தத்தை மட்டும் வைத்து, வானிலையைக் கணித்தல் மிகவும் கடினமாகும். ஈரப்பதன், வெப்பநிலை, அழுத்தம், காற்றோட்டம் ஆகிய அனைத்தையும் ஒரே விளக்கப்படத்தில் குறித்து, வானிலையை ஆய்வதும் மிகவும் சிக்கலானதாகும்.

12. வானிலை முன்னறிவிப்பு

(Weather forecasting)

வானிலையை முன்கூட்டியே அறிவிப்பது மிகவும் சிக்கலானது. இதற்கு விஞ்ஞான அறிவுடன், வானிலை அனுபவ அறிவும் தேவை. ஒரு மருத்துவர், நோயாளியைப் பலவகை ஆய்வுகளுக்கு உட்படுத்தி அவரது வியாதியின் தன்மையைக் கண்டுபிடிப்பதுபோல், வானிலை ஆய்வாளர்களும் காற்று மண்டலத்தைத் துருவி ஆராய்ந்து வானிலைகளை அறிகிறார்கள். அதாவது, மருத்துவர் நோயாளியின் சிறுநீர், இரத்தம், இரத்த அழுத்தம், நாடித்துடிப்பு, இருதயத் துடிப்பு முதலியவற்றை ஆராய்ந்து அறிவதுபோல, வானிலை ஆய்வாளரும் காற்றின் வெப்பநிலை, அழுத்தம், ஈரப்பதன், காற்றோட்டங்கள் முதலியவைபற்றிய உண்மைகளைத் தெளிவாகப் பல கருவிகளின் உதவியால் ஆராய்கிறார். மேற்கூறிய ஆய்வுகளின் மூலம், மருத்துவர் நோயாளியின் உண்மையான வியாதியைக் கண்டுபிடிக்கிறார். வானிலை ஆய்வாளர் தெளிவான வானிலையை அறிகிறார். இந்த ஆய்வுகள் சரியாக இருந்தால் மருத்துவரோ அல்லது வானிலை ஆய்வாளரோ, கூறும் முடிவுகளும் சரியாக இருக்கும். ஆய்வுகள் தவறாக இருப்பின் அவர்கள் கூறும் முடிவுகளும் தவறாகிவிடும். ஆகவே மருத்துவரோ அல்லது வானிலை ஆய்வாளரோ தம் ஆய்வுகளை மிகத்துல்லியமாக நடத்த வேண்டியது மிகவும் அவசியம்.

ஆனால் வானிலை ஆய்வுகளை நடத்தியபின்பும், காற்று நிலைப்பாடற்றதாக இருப்பின் வானிலையைச் சரிவர அறிவிக்க இயலாது. அதாவது நிலைப்பாடற்ற காற்று நிலவும்பொழுது 'நாளை மாலை 3-33 மணிக்குச் சென்னை நகரில் இடிமின் புயல் தோன்றும்' என்று உறுதியாக அறுதியிட்டு அறிவிக்க முடியாது. ஏனெனில் காற்று மண்டலம் நிலைப்பாடற்றதாயின், காற்றின் நிலை திடீரென்று மாறுபடும். அதனால் எதிர்பார்த்த புயல் வராமலும் இருக்கலாம். ஆகவேதான் இத்தகைய சூழ்நிலைகளில் நாளை இடி மின்புயல்

தோன்றலாம், மழை பெய்யலாம் என்று பொதுப்படையாக அறிவிக்கப்படுகிறது. ஆனால் காற்று நிலைப்பாடுடையதாயின், மிகுந்த நம்பிக்கையோடும், உறுதியோடும் வானிலையை முன்னறிவிப்புச் செய்யலாம். உதாரணமாக, 'நாளை காலை 10 மணிக்கு சென்னை நகரிலும் 10 மைல் தொலைவில் அதனைச் சுற்றியுள்ள இடங்களிலும் கனத்த மழை தொடங்கிச் சுமார் 8 மணி நேரம் பெய்யும்' என்று திட்டவட்டமாக அறிவிக்கலாம்.

12-1. வானிலை முன்னறிவிப்பின் வரலாறு

1844-ல் தந்தி முறை அமெரிக்க நாட்டைச் சேர்ந்த சாமுவேல் எஃப். பி. மோர்ஸ் என்பவரால் முதன் முதலில் கண்டுபிடிக்கப் பட்டது. இந்த வியத்தகு மின்சாரக் கருவி பல்வேறு நாடுகளைச் சேர்ந்த வானிலை ஆய்வாளர்களாலும் வரவேற்கப்பட்டது. தூரத்தில் பரவிக் கிடக்கும் நிலையங்களிலிருந்து மத்திய வானிலை அலுவலகங்களுக்கு வானிலை அறிக்கைகளை அனுப்பக் கடைசியாக இந்த வழி பிறந்தது. இதனால், வானிலை விளக்கப் படங்களை விரைவாக வரைய முடிந்தது. வானிலை மாற்றங்களை முன் கூட்டியே அறிவிக்கும் முறை தொடங்கியது. அக்காலத்தில் கோட்பாடுகளைவிட அறிவியல் கருவிகளே முன்னேறியிருந்தன. வானிலையை முன்கூட்டியே அறிவிக்க ஆய்வாளர்கள் ஆர்வம் கொண்டிருந்தார்கள். ஆனால், நிகழ்கால வானிலையைக் காணும் முறையும், எதிர்கால வானிலையை முன்கூட்டி அறிவிக்கும் முறை யும் முற்றிலும் வேறுபட்டவை.

1780 முதல் 1850 வரை அமெரிக்க ஐக்கிய நாட்டுப் படையின் மருத்துவத்துறை வெவ்வேறு படை நிலையங்களின் வானிலையைக் கூர்ந்து கவனித்து வந்தது. (1850 முதல் 1869 வரை ஸ்மித் ஸோனியன் நிறுவனம் முந்நூற்றைம்பது வானிலை அறிக்கை நிலையங்களை அமைத்து அமெரிக்கப் படைக்குச் செய்திகளைமுன் கூட்டியே கொடுத்து உதவியது. 1870-ல் அமெரிக்க ஐக்கிய நாட்டுக் காங்கிரஸ் ஒரு புதிய தேசிய வானிலைத் துறையை ஏற்படுத் தியது.) இது அமெரிக்கச் செய்திப் படைப்பிரிவின் ஓர் அங்கமாக இருந்தது. 1870ஆம் ஆண்டு நவம்பர் 9-ம் நாள் முதன்முதலில் சிக்காகோ நகரில் அதிகார பூர்வமான முறையில் வானிலை முன்னறி விப்புக்கள் வெளியிடப்பட்டன.

1891-ல் இந்தத் துறை அமெரிக்க ஐக்கிய நாட்டின் வானிலை அலுவலகம் என்று வழங்கிற்று. இது படைப்பிரிவிலிருந்து விவசாயப் பிரிவுக்கு மாற்றப்பட்டுப் பின்னர், வாணிகத் துறை யுடன் சேர்க்கப்பட்டது. இன்று போலவே அன்றும் இந்த

அலுவலகத்தின் வேலைகள் தெளிவாகத் திட்டமிடப்பட்டன. வானிலை அறிக்கைகளையும் வெப்பதட்பநிலை அறிக்கைகளையும், தினசரி வானிலை முன்னறிவிப்புக்களையும் வெளியிடுவது, வானிலை மோசமாக இருந்தால் அதைக் குறித்து எச்சரிக்கை விடுப்பது முதலியவை இந்த அலுவலகத்தின் வேலைகளாகும். இப்பொழுது இவ்வேலைகளைக் கவனித்துவருவது உலக வானிலை ஆராய்ச்சி நிறுவனமாகும்.

தற்காலத்தில், காற்றின் வெப்பநிலை, அழுத்தம், ஈரப்பதன் காற்றோட்டங்களின் போக்கு முதலியனவற்றைத் துல்லியமாக அளக்க வானிலைக் கருவிகள் பயன்படுகின்றன. இவ்வாறு கிடைத்த தகவல்கள் விளக்கப்படங்களில் குறிக்கப்படுகின்றன. பின்பு 'எலெக்ட்ரான் மூளை'யின் (High speed computer) உதவியால், இவற்றை ஆய்ந்து, ஐந்து நாட்களுக்குரிய வானிலை முன்னறிவிப்புக்களையும், முப்பது நாட்களுக்குரிய அறிவிப்புக்களையும் பொதுப்பட வெளியிடுகிறார்கள். இனி விரைவில் சுமார் தொண்ணூறு நாட்களுக்குரிய அறிவிப்பையும் வெளியிடக்கூடும் என்று நம்புகிறார்கள். மேலும் மவடிவூர்திகள், செயற்கைத் துணைக்கோள்கள், ரேடார் கருவிகள் முதலியவற்றின் உதவியைக் கொண்டு புயல், இடிமின் புயல் முதலியனவற்றைப்பற்றி முன் கூட்டியே அறிந்து, முன்னறிவிப்புச் செய்யலாம்.

விஞ்ஞான புதுமைகள் நிறைந்த இந்த நவீனகாலத்தில் தன்னியக்க வானிலை முன்னறிவிப்பு நிலையங்களும் நிறுவப்பட்டுள்ளன. இவை, மிக்க வேகமாகக் கணக்கிடும் எலெக்ட்ரான் மூளைகள் ஆகும். பல ஆண்டுகளாக வானிலை ஆய்வாளர்கள் கணிதமுறை வானிலை முன்னறிவிப்புகளைப் பற்றிக் கனவு கண்டு கொண்டிருந்தனர். இம்முறை, காற்றுமண்டலத்தின் இயக்கத்தைக் கணிதச் சமன்பாடுகளின் மூலம் ஊகித்தறிகிறது. ஆனால் தேவையான சமன்பாடுகள் எவை என்று அவர்களுக்குத் தெரியவில்லை. மேலும் இம்முறையில் அவர்கள் ஏராளமாகக் கணக்குகள் போட வேண்டியிருந்தது. அதனால், வானிலை மாறும் வேகத்தில் தங்கள் கணிதவேலையை முடித்து, வானிலை அறிக்கைகளை வெளியிட நேரம் போதவில்லை. அப்படியிருக்க, வானிலை முன்னறிவிப்புகளை வெளியிட நேரம் ஏது?

ஹங்கேரி நாட்டைச் சேர்ந்த கணித வல்லுநரான ஜான் வான் நியூமன் இந்தச் சிக்கலுக்கு தீர்வு காணும் முயற்சிக்குப் பேருதவி அளித்தார். இவர், 1930-ல் அமெரிக்க ஐக்கியநாட்டுக்கு வந்தார். வான்நியூமன், ராஸ்பி என்ற அறிஞரிடமிருந்து

வானிலைச் செய்திகளைப் பெற்றார். வான்நியூமனும், டாக்டர் ஜூல்ஸ்ஷார்ன் என்ற நுண்ணறிவு படைத்த உதவியாளருமாகிய இருவரும் வானிலைச்செய்திகளையெல்லாம் கணிக்கும் இயந்திரத்தில் நுழைக்கக்கூடிய வியத்தகு கணிதவித்தைகளை உருவாக்கினார்கள்.

பூகோளத்தின் வடகண்டங்களிலிருந்து, காற்றுமண்டலத்தின் பல்வேறு அடுக்குகளின் வானிலைகளை வெளியிடும் அறிக்கைகள் இந்த இயந்திரங்களில் ஊட்டப்படுகின்றன. மனிதனுக்கு ஆகும் நேரத்தை விட மிகக் குறைந்த நேரத்தில் இவை ஆயிரக் கணக்கான அறிக்கைகளை ஒழுங்குபடுத்துகின்றன. இவை பிறகு, காற்றுமண்டலத்தின் உயர்ந்த அடுக்குகளின் விளக்கப்படங்களைத் தயாரிக்கின்றன. இவ்விளக்கப்படங்கள் நாளையோ அல்லது மறுநாளோ இப்பிரதேசங்களின் வானிலை எவ்வாறு இருக்கும் என்பதை எடுத்துக் காட்டுகின்றன. இந்தத் தன்னியக்க வானிலை முன்னறிவிப்பு இயந்திரம் இன்னும் முற்றும் திருத்தம் பெறவில்லை. ஆனாலும் இது தனித்திறமை வாய்ந்த சில வானிலை முன்னறிவிப்பாளர்களைப்போல் அத்துணைத் திறமையாக அறிவித்து வருகிறது. இது நாளுக்கு நாள் சிறப்பாக வளர்ந்து வருகிறது.

இத்துறையில், வானிலை ஆய்வாளருக்கு பயன்படும் ஒரு கருவி ஃபாக்ஸிமிலி (facsimile) எனப்படும். வாஷிங்டன் டி. சி. போன்ற வானிலைக் கேந்திரங்களில் வரையப்படும் விளக்கப் படங்களை எடுத்து, அவைகளின் நிழற்படப் பிரதிகளைத் தொலை பேசிகளின் மூலமும், வானொலி மூலமும் நூற்றுக்கணக்கான வானிலை நிலையங்களுக்கு அனுப்புகிறது. இதனால் வானிலை அறிவிப்புகளைத் தயாரிப்பதில் நேரம் வீணாவதில்லை.

ஆகையால், காற்றுக்கடலை ஆராய்வதன்மூலம் மனிதன் அதன் இரகசியங்களை மேலும் மேலும் அறியத் தொடங்குகிறான். காற்றுக் கடல் என்பது என்ன என்று தெரிந்துகொள்வதன் மூலம் மனிதர்கள் திடமான நம்பிக்கையோடும், மிகத் திருத்தமாகவும் அக்கடலில் நிகழும் இயக்கங்களை முன்கூட்டியே அறிவிக்க முடியும்.

12-2. வானிலையின் பகுப்பாய்வு (Analysis)

இது முன்னறிவிப்பின் முதல் படியாகும். ஓரிடத்தின், அப்போதைய வானிலையை நன்கு தெரிந்து கொள்ளவேண்டும். பின்பு அப்பகுதியைச் சுற்றியுள்ள இடங்களின் வெப்பதட்ப நிலையையும் நன்கு அறியவேண்டும். ஏனெனில் ஒரு சிறு பகுதியின் வானிலையை, அதைச் சுற்றியுள்ள பகுதிகளின் வானிலையை

அறியாமல், சரிவரக் கணித்தல் மிகவும் கடினமாகும். முன்னறிவிப்புத் தேவைப்படும் இடத்திலுள்ள காற்றுக் குவியலின் இயல்புகள் தெரிய வேண்டும். குறைந்தது, ஒரு நிலை அழுத்தப்பரப்பின் தன்மைகளாவது தெரிய வேண்டும். முன்னறிவிப்புச் செய்ய வேண்டிய பகுதி பெரிதாக இருப்பின், மேலும் பல நிலை அழுத்தப் பரப்புகளையும் ஆராய வேண்டும். மேலும், காற்றோட்டச் சறுக்குப் பெயர்ச்சி ஹோடாகிராஃப் விளக்கப்படங்கள் வரைந்து, காற்றோட்டங்களைப்பற்றி முழுவதும் அறியவேண்டும். வெப்பநிலைகள் உயரச் செல்லச் செல்ல எவ்வாறு மாறுகின்றன என்பதையும் அறியவேண்டும். முன்னறிவிப்பாளர் மேற்கூறிய அனைத்தையும் நன்முக ஆய்ந்து தெளிவு கொள்ளுதல் வேண்டும்.

12 3. வானிலையை முன்கூட்டிக் கணித்தல்

இது முன்னறிவிப்பின் இரண்டாம் படியாகும். அப்போதைய வானிலையின் பகுப்பாய்வு முடிந்ததும், அவை சிலமணி நேரங்களுக்குப்பிறகோ, சில நாட்களுக்குப் பிறகோ, அல்லது சில வாரங்களுக்குப் பிறகோ எவ்வாறு மாறுபாடு அடையும் என்பதை ஆராயவேண்டும். முன்னறிவிப்புச் செய்யும்போதும் வானிலை எவ்வாறு இருக்கும் என்பதையும் ஊகிக்க வேண்டும். இதற்கு, வானிலை முன்னறிவிப்புப் பகுப்பாய்வு (prognostic analysis) முறை என்று பெயர். இதற்குப் பயன்படும் விளக்கப்படத்திற்கு வானிலை முன்னறிவிப்பு விளக்கப்படங்கள் என்று பெயர். சில சமயங்களில் வானிலை முன்னறிவிப்பாளர்கள் இத்தகைய விளக்கப் படங்களை ஆராயாமலே, வானிலைகளை ஊகித்து, அறிகிறார்கள். அது உண்மையாகவே நடந்தும்விடும். ஆனால், இது அவர்களின் அதிர்ஷ்டவசத்தால் நடைபெறுகிறது என்றுதான் கூறவேண்டும். மேற்கூறிய விளக்கப்படத்திலிருந்து, காற்றுமண்டலத்திலுள்ள ஏற்றங்கள், இறக்கங்கள், மேடுகள் (crests), பள்ளங்கள் (troughs), முகப்புகள், காற்றுக் குவியல்களின் இயல்புகள் இவைகளில் ஏற்படும் மாற்றங்கள் அனைத்தையும் அறியலாம். இத்தகைய விளக்கப்படங்களை ஆய்வது மிகமிகச் சிக்கலானதாகும்.

12-4. வானிலை முன்னறிவிப்பு

இது முன்னறிவிப்பின் கடைசிக் கட்டமாகும். வானிலை முன்னறிவிப்புப் பகுப்பாய்விலிருந்து வானிலையை முன்னதாகக் கணிக்கலாம். இதற்கு, விளக்கப்பட அறிவுடன், அனுபவ அறிவும் மிகவும் தேவைப்படுகிறது. முதலில் வானிலை அறிவிப்பாளர், அப்போதைய வானிலையை அறிந்து பின்பு விளக்கப்படங்களுடன் ஒப்பிட்டு, அது எவ்வாறு மாறுபடும்

என்பதை ஊகிக்கிறார். அப்பொழுது, கடந்தகாலத்தில், அதே சூழ்நிலையில் என்ன நடந்தது என்பதையும் ஒப்பிட்டுப் பார்க்கிறார். சில சமன்பாடுகளை உபயோகித்தும் வானிலையை முன்கூட்டியே ஊகிக்கலாம். இடிமின், புயல் மழை, பனி முதலியனவற்றை எக் காரணங்களால் மாறுபாடு அடைகின்றன என்பதையும் முன்னறி விப்பாளர் தெரிந்து வைத்திருக்கிறார். இவைகள் அனைத்தையும் நன்கு ஆய்ந்து, கடைசியில் வானிலை முன்னறிவிப்பு செய்கிறார். ஏதேனும் ஒன்றைக் கணக்கில் சேர்க்காமல் விட்டு விட்டால், முன்னறிவிப்பாளர் தெரிவித்த வானிலை அறிவிப்புக்கள் அனைத்தும் தவருகப் போய் விடலாம்.

12-5. தனிப்பட்ட வானிலைக் கூறுகளை (Components) முன்னறி வித்தல்

வானிலைக்கூறுகள் ஒன்றுக்கொன்று தொடர்புடையனவாய் இருப்பினும், அவைகளைத் தனித்தனியே ஆய்வதுதான் முறை ஆகும். உதாரணமாக ஒரு இடத்தின் வெப்பநிலையை மட்டும் முன்கூட்டியே அறிய வேண்டுமானல், அதற்குப் பலவழிகள் கையாளப்படுகின்றன. அவைகளில் ஒன்று அனுபவ விதியாகும் (empirical law). மற்ற வழிகள் கொள்கைகளையோ அல்லது கோட்பாடுகளையோ, அடிப்படையாகக் கொண்டவை. அன்றாட வெப்பநிலை வரைப்படங்களிலிருந்தோ, மாதாந்திர வெப்பநிலை மாறுபாடுகளிலிருந்தோ அல்லது பருவகால வெப்பநிலை மாறுபாடு களிலிருந்தோ, பெரும வெப்பநிலையை முன்கூட்டியே அறியலாம். மேகங்கள் உருவாதலைக் கொண்டோ அல்லது காற்றுக் குவியல் களின் இயல்புகளைக் கொண்டோ பெரும வெப்பநிலையை அறியலாம்.

சிறும வெப்பநிலையை அறியப் பலவகை உத்திகள் (techniques) கையாளப்படுகின்றன. இதனை முன்னரே, அறிய மேகங்களின் நிலைமை, காற்றோட்டத்தின் திசையும், வேகமும், காற்றின் ஈரப் பதன், மண்ணின் அமைப்பு முதலியனவற்றை நன்கு ஆராய்தல் அவசியமாகும். ஆனல் இது மிகக் கடினம். ஆகையால் இதற்குச் சில எளிய வழிகள் பயன்படுத்தப்படுகின்றன. ஆனல், இவை களினல் சிறும வெப்பநிலையை மிகத் துல்லியமாக அறிதல் இயலாது. உதாரணமாகக் காற்றோட்டம் அமைதியாகவோ அல்லது லேசாகவோ இருப்பின் அது குறைந்த வெப்பநிலைக்குச் சாதகமாக இருக்கும். இரவு வானம் மேகமற்று இருந்தால், பூமியிலிருந்து வெளிப்படும் வெப்பம் மிக அதிகமாக இருக்கு மாகையால், பூமியின் வெப்பம் மிகக் குறைவாக இருக்கும். அவ்வாறின்றி, இரவு வானம் மேகம் சூழ்ந்திருந்தால், பூமியில்

இருந்து வெப்பம் மெதுவாக வெளியேறுமாகையால், பூமியின் வெப்பநிலை சிறும அளவை அடையாது. இது தவிர, காற்றின் ஈரப்பதனைக் கொண்டும் பூமியின் சிறும வெப்பநிலையை ஊகிக்கலாம்.

சிலவகை மேகங்கள் உருவாகும் நேரம், அதன் உயரம், முதலியனவற்றை முன்கூட்டியே அறியலாம். உதாரணமாக, ஸ்ட்ரேட்டோகியூமுலஸ் மேகங்களுக்கும் ஸ்ட்ரேட்டஸ் மேகங்களும் புரட்டு வெப்பநிலைப் பகுதிக்குக் கீழ்மட்டத்தில் உருவாகின்றன. புரட்டு நிலை காரணமாக இம்மேகங்களின் உச்சி மிகக் கூர்மையாக இருக்கும். ஆகவே இதனை முன்கூட்டியே அறியலாம். புரட்டுப்பகுதிக்குக் கீழ் உள்ள காற்றின் வெப்பநிலை, ஈரப்பதன் முதலியனவற்றைக் கொண்டு மேகத்தின் அடிமட்ட உயரத்தை அளக்கலாம். ஆனால் அடிமட்ட உயரத்தை முன் கூட்டியே அறிவது கடினமாகும்.

12-6. பிராந்திய நிலைகளைக் கொண்டு வானிலை முன்னறிவிப்பு

ஒரு சிறு பகுதியின் வானிலையை, அதைச் சுற்றியுள்ள இடங்களின் வானிலையை அறியாமல், சரிவரக் கூற இயலாது என்று முன்பு கூறப்பட்டது. இது முற்றிலும் உண்மையே. இருப்பினும், பிராந்திய நிலைகளை வைத்தும் வானிலையைச் சில சமயங்களில் கணிக்கலாம்.

காற்றின் அழுத்தம் எவ்வளவு என்று தெரிவதைவிட, அழுத்தம் எவ்வாறு மாறுபடுகிறது என்பதே வானிலைக்கு முக்கியமானதாகும். அவ்வப்போது ஏற்படும் அழுத்த மாற்றங்களை வைத்தே சில உண்மைகளை அறியலாம். உதாரணமாக திடீரென்று ஒரு இடத்தில் அழுத்தம் குறைவதாகக் கொள்வோம். இது ஓர் இறக்கம் அல்லது பள்ளம் அவ்விடத்தை நெருங்குவதை குறிக்கும். அழுத்தம் திடீரென்று அதிகமானால், ஒரு ஏற்றம் அல்லது மேடு அவ்விடத்தை நெருங்குவதை குறிக்கும். அப்பொழுது காற்றின் ஈரம் அதிகமாக இருப்பின் அப்பகுதியைக் கடந்துசெல்லும் இறக்கம் அல்லது பள்ளம் அப்பகுதியில் மழையை உண்டாக்கும். காற்று உலர்ந்ததாக இருப்பின், இறக்கம் காற்றோட்டத்தை இடப்பெயர்ச்சி செய்யும். மேலும், அதிக அழுத்தம், ஏற்றம் நெருங்குவதைக் குறிப்பதோடல்லாமல், இறக்கம் கடந்து சென்று கொண்டிருப்பதையும் குறிக்கிறது. இது, அருமையான வானிலைக்கு அறிகுறி. அதாவது மோசமான வானிலை மறைந்து கொண்டிருப்பதையும், நல்ல வானிலை உருவாகி வருவதையும் இது குறிக்கும்.

இறக்கத்திலோ, அல்லது பள்ளத்திலோ ஒரு முகப்பு இருக்குமாயின், அது வெப்பநிலை, ஈரப்பதன், முதலியவற்றை மாற்றக் கூடிய தன்மை வாய்ந்தது. அதனால் புதிய முகப்புத் தோன்றுகிறது. இது குளிர்முகப்பா அல்லது வெப்பமுகப்பா என்பதை அறிய, வானிலை முன்னறிவிப்பாளர், பிராந்திய வானிலையை மிக நன்றாகத் தெரிந்தவராக இருக்க வேண்டும். மேலும் ஒரே சமயத்தில் எடுக்கப்பட்ட அழுத்த விளக்கப்படங்களையும், நன்கு ஆராய வேண்டும். உதாரணமாக, க்லீவ்லாந்துப் பகுதியில், குளிர் காலத்தில், அழுத்தக் குறைவினால் தெற்குக் காற்றோட்டம் அதிகமானால், ஒரு குளிர்முகப்பு அவ்விடத்தை நெருங்குகிறது என்பது அனுபவத்தால் அறியப்படுகிறது. இதனால் ஏற்படக்கூடிய வானிலை மாற்றங்களும், முன்கூட்டியே, அறுதியிட்டு அறிவிக்கப் படுகின்றன.

ஒரு பகுதியின் மேல்மட்டக் காற்றோட்டங்களைப் பற்றிய உண்மைகள் தெரிந்தாலும், வானிலையை முன்கூட்டியே அறிவிக்கலாம். ஏனெனில் ஹோடாகிராஃபின் உதவியால், அங்கு உண்டாகும் காற்றுச் சலனம், வெப்பக்காற்றுச் சலனமா அல்லது குளிர்காற்றுச் சலனமா, அழுத்தம் மேல்மட்டப் பகுதியில் குறைகிறதா அல்லது அதிகமாகிறதா என்ற உண்மைகளைத் தெளிவாக அறியலாம். இவைகளிலிருந்து காற்றின் நிலைப் பாட்டை அறியலாம். பின்பு வானிலையைக் கணிக்கலாம்.

சிர்ரஸ், சிர்ரோஸ்ட்ரேட்டஸ் போன்ற மேகங்கள் உருவாகி வேகமாக வளர்ந்தாலும், அது ஒரு வெப்பமுகப்பு, நடு அல்லது உயர்ந்த குறுக்குக்கோட்டுப் பகுதியை நெருங்குகிறது என்பதைக் குறிக்கும். அல்டோகியூமுலஸ் போன்ற மேகங்கள், காற்றின் நிலைப்பாடற்ற நிலையைக் குறிக்கின்றன. இதன் காரணமாக, இடி மின்புயல், தூறல்மழை முதலியன உண்டாகலாம். முற்பகலில் உருவாகும் கியூமுலஸ் மேகங்கள், பிற்பகலில் நல்ல மழையை உண்டாக்கும். ஏனெனில் அம்மேகம் வீழ்படிவாதல் நிகழுகின்ற மட்டத்தில் உருவாகிறது. அல்டோஸ்ட்ரேட்டஸ் மேகத்தின் தடிமன் அதிகமானால், அது வெப்பமுகப்பு அல்லது பள்ளம் நெருங்கி வருவதைக் குறிக்கும். இது சிலமணி நேரத்திற்குள் மழை பெய்யும் என்பதற்கான அறிகுறியாகும்.

12-7. வானிலை முன்னறிவிப்பின் வகைகள்

இதுவரை பொதுவான வானிலை முன்னறிவிப்பைப் பற்றிப் பார்த்தோம். இப்பொழுது முன்னறிவிப்பின் வகைகளையும், அவைகள் எவ்வாறு முன்னறிவிக்கப்படுகின்றன என்பதையும்

பார்ப்போம். வானிலை முன்னறிவிப்பு எவ்வளவு நேரத்திற்கு முன்பு தேவை என்பதைப் பொறுத்து அதை மூன்று வகைளாகப் பிரிக்கலாம். பன்னிரண்டு மணியிலிருந்து இருபத்திநான்கு மணி நேரத்திற்கு முன்பாக வானிலை முன்னறிவிப்புச் செய்தால் அதற்குக் குறுகியகால முன்னறிவிப்பு (short-range forecast) என்று பெயர். இதே குறிப்புகள், அடுத்த இரண்டு நாட்களுக் கான வானிலை முன்னறிவிப்பிற்கும் அடிப்படையாக அமைகின்றன. ஒரு வாரத்திற்கு முன்னதாகவே வானிலையை முன்னறிவிப்புச் செய்தால், அதற்கு நீட்சிக்கால முன்னறிவிப்பு (extended range forecast) என்று பெயர். ஆனால் இது குறுகியகால முன்னறி விப்பைப்போல் அவ்வளவு துல்லியமாக இராது. ஒரு மாதம் அல்லது அதற்கும் அதிகமான காலத்திற்கு முன்னதாகவே வானிலை முன்னறிவிப்புச் செய்தால், அதற்கு நீண்ட-கால முன்னறிவிப்பு (long-range forecast) என்று பெயர். இது மாதிரி முன்னறிவிப்புக்கள் பொதுவாக நம்பத் தகுந்தவையல்ல. அமெரிக்கா, ரஷ்யா, ஜெர்மனி முதலிய நாடுகள் இம்மாதிரி முன்னறிவிப்புக்கள் செய்கின்றன. இருப்பினும், இம்முறை இன்னும் நன்கு ஆராயப்பட வேண்டியுள்ளது.

குறுகியகால முன்னறிவிப்பு: இது ஒரு குறிப்பிட்ட நேரத்தில் சேர்ந்தாற்போலப் பல இடங்களின் வானிலைகளை அறிவிக்கும் விளக்கப்படங்களை வைத்துக் கணிக்கப்படுவதாகும். சுமார் 9,000-க்கு மேற்பட்ட துணை நிறுவனங்கள் பொது நிறுவனமாகிய வானிலை ஆராய்ச்சி நிறுவனத்திற்கு மணிக்கு ஒரு முறை வானிலைச் செய்திகளை அனுப்பிக்கொண்டே இருக்கின்றன. இப்பொது நிறுவனம், வானொலி, செய்தித்தாள் இவைகளுக்குச் செய்திகளை அனுப்புவதற்கு முன்பே வானிலையை, வாஷிங்டன், மாஸ்கோ, லண்டன், பாரிஸ் முதலிய முக்கிய நகரங்களுக்கு அனுப்பிவிடு கின்றன. வானிலைக் கூறுபாடுகளின் மாற்றங்களை எந்தெந்த நேரங்களில் குறிக்க வேண்டும். எப்படிக் குறிக்க வேண்டும் என்பவைகளைப் பொது நிறுவனம் முன்பே அறிவித்துவிடுகிறது. இந்த முறை, உலகநாடுகள் அனைத்தும் ஒப்புக்கொண்டுள்ள ஒன்றாகும். உதாரணமாக, துணைநிறுவனங்கள், பின்வரும் அமைப்பைக் கொண்ட அட்டவணையில் வானிலைக் கூறுகளைத் தயார் செய்கின்றன.

தற்சமய வானிலை ;

பூமியை ஒட்டிய காற்றோட்டத்தின் திசையும், வேகமும் ;

மேகத்தின் அமைப்பு, அளவு, உயரம் ;

காற்றின் வெப்பநிலை, பனிநிலை ;

காற்றின் அழுத்தம், அழுத்த மாறுபாடு ;

முந்திய வானிலை (அதாவது தற்சமய வானிலைக்கு முன்பு எடுத்தது).

மேற்கூறியவை, உலக வானிலை ஆய்வு இயல் குறியீட்டு மொழியில் குறிக்கப்படுகிறது. இம்மொழி ஐந்து எண்களைக் கொண்டதாகும். அது ஒரு குறிப்பிட்ட வரிசையில் அமைந்திருக்கும். உதாரணமாக, 95154 என்ற எண்கள், 995 8 மில்லிபார் அழுத்தத்தையும், 54°F வெப்பநிலையையும் குறிக்கின்றன. இந்த எண்கள் இதற்குமுன்பு அறிவித்த எண்களுடன் ஒப்பிடப்படுகின்றன. இவ்வாறு வானிலைச் செய்திகள், முதலில் ஆங்கிலத்தில் தொகுக்கப்படுகின்றன. பின்பு உடனுக்குடன், மற்ற மொழிகளிலும் தயாரிக்கப்படுகின்றன. இச்செய்திகள் முதலில் ஒரு நாட்டின் தலைமை நிறுவனத்திற்கு ரேடியோ மூலமும், தொலைபேசியின் மூலமும் அனுப்பப்படுகின்றன. பின்பு, அங்கிருந்து உலக வானிலை ஆராய்ச்சி நிறுவனத்திற்கு இன்னும் விரைவாக அனுப்பப்படுகின்றன. இவ்வாறு அனுப்பப்படும் செய்திகளின் எண்ணிக்கை கணக்கில் அடங்கா. உதாரணமாக, மேற்கூறிய ஐந்து எண்கள் கொண்ட மொழியில் ஒரு நாளைக்குச் சுமார் அரை மில்லியன் செய்திகளுக்குமேல் பிரிட்டனில் மட்டும் அனுப்பப்படுகின்றன.

வானிலை முன்னறிவிப்பு அலுவலகங்கள் மேற்கூறிய செய்திகளை விளக்கப்படங்களில் குறிக்கின்றன. இந்த விளக்கப்படங்களிலிருந்து சம அழுத்தக் கோடுகள், சம உயரக் கோடுகள், அவைகளின் தடிமன், முகப்புகளின் தன்மைகள், முதலியவை ஆராயப்படுகின்றன. இந்த உண்மைகளைக் கொண்டு அழுத்தம் மேற்கொண்டு எவ்வாறு மாறும், அதனால் எத்தகைய விளைவுகள் ஏற்படும் என்பனவற்றை முன்னறிவிப்பாளர் கணக்கிடுகிறார். இவை பெரும்பாலும், முன்னறிவிப்பு அழுத்த விளக்கப்படங்களால் (forecast pressure chart or prebaratic) தயாரிக்கப்படுகின்றன. இத்துடன், கடந்த காலங்களில் இதே சூழ்நிலையில் ஏற்பட்ட வானிலையையும் துணைக்கொண்டு அனுபவ அறிவையும் பயன்படுத்தி முன்னறிவிப்புச் செய்திகள் தயாரிக்கப்படுகின்றன.

நீட்சிக் கால முன்னறிவிப்பு: ஒரு வாரம் முன்பாக வானிலை அறியப் பயன்படுத்தப்படும் முறைகள் நாட்டுக்கு நாடு மாறுபடு

கிறது. அதிகப் பரப்பளவில் பல நாட்களுக்கான அழுத்தங்களை அளந்து, ஒரு நாளின் சராசரியைக் கணக்கிட்டு அன்றுட அழுத்த விளக்கப்படங்கள் தயார் செய்யப்படுகின்றன. அப்பொழுது நீட்சிக் காலத்திற்கான வானிலைக் குறிப்புக்கள் கிடைக்கும். இவ்வாறு கிடைத்த குறிப்புகளுக்குச் செயல் மையங்கள் (centres of action) என்று பெயர். இதிலிருந்து நீட்சிக் காலத்திற்கான வானிலையை முன்கூட்டியே அறியலாம். அழுத்தங்களுக்குச் சராசரி அளவு எடுப்பது போலவே, மற்ற கூறுகளுக்கும் (வெப்ப நிலை, ஈரப்பதன், காற்றோட்டம் முதலியன) சராசரி அளவுகள் எடுக்கப்படுகின்றன. இவற்றிலிருந்து பொதுவான வானிலையை யும், மாறுபடும் வானிலையையும், முன்கூட்டியே அறியலாம். ஒரு குறிப்பிட்ட பகுதி அடுத்தவாரம், வெப்பமாக இருக்குமா, அல்லது குளிர்ச்சியாக இருக்குமா என்பது செயல் மையங்களின் தன்மைகளைப் பொறுத்ததாகும்.

மேற்கூறிய முறையை பழக்கத்திற்குக் கொண்டுவந்தவர் அமெரிக்க வானிலை ஆய்வாளர் ஜெரோம் நமையஸ் (Jerome Namias) என்பவராவார். எல்லாச் செயல் மையங்களும் ஒன்றோடொன்று தொடர்பு கொண்டிருப்பதால், குறைந்தது ஒரு கோளப்பகுதிக்கு உரிய அழுத்த விளக்கப்படங்கள் தயார் செய்தால்தான் துல்லியமான வானிலையைக் கணிக்க இயலும். ஆற்றல்கள் ஒரு செயல் மையத்திலிருந்து மற்றொரு செயல் மையத்திற்குத் தொடர்ந்து மாற்றப்படுகிறது. இதனால் மேற்கூறியவாறு அகன்ற பகுதிகளுக்குரிய விளக்கப்படங்களைத் தயார் செய்தல் மிகக்கடினமாகும். இத்தகைய படங்கள் தயார் செய்ய வெப்ப இயக்கவியல் (thermodynamics), இயந்திரவியல் (mechanics) முதலியனவற்றைப் பயன்படுத்திக் கணக்கிட்டுப் பின்பு விளக்கப்படங்கள் தயார் செய்தல் வேண்டும். இம்முறை இன்னும் ஆராயப்பட்டு வருகிறது.

நீண்டகால முன்னறிவிப்பு: நிலவு 15 நாட்கள் வளர்வதும், 15 நாட்கள் தேய்வதும் நமக்குப் பழக்கப்பட்ட ஒரு நிகழ்ச்சியாகும். இம்மாதிரி நிகழ்ச்சிக்கு மடக்கு நிகழ்ச்சி (periodicity) என்று பெயர். காற்றுமண்டலத்தில் இம்மாதிரியான மடக்கு நிகழ்ச்சி ஏற்பட்டால் நீண்டகால முன்னறிவிப்பிற்கு மிகவும் உபயோகமாக இருக்கும். ஆனால் காற்றுமண்டலத்தில் மடக்கு நிகழ்ச்சி ஏற்படுவதில்லை. 1925-ம் ஆண்டு சர் டேவிட் பிரன்ட் (Sir David Brunt) என்பவர், அழுத்தம், வெப்பநிலை, மழையின் அளவு முதலியனவற்றை நன்கு ஆராய்ந்தார். அதன் பயனாக,

அவர் மடக்கு நிகழ்ச்சியைக் கொண்டு நீண்டகால வானிலையை மிகுந்த நம்பிக்கையுடன் கணித்தல் இயலாது என்று கூறினார். ஏனெனில் மடக்கு நிகழ்ச்சி சில வருடங்கள் நிலவிப் பின்பு மறைந்துவிடும் என்று அவர் நம்பினார்.

சூரியக்கதிர் வீச்சுத்தான் வானிலை மாற்றங்களுக்குப் பெரிதும் காரணமாகும். சூரியனில் உள்ள சூரியப்புள்ளிகள் (sun spots) இயல்பு கடந்த தன்மைகளின் இருப்பிடமாக உள்ளன. இந்தத் தன்மைகளுக்கும் பூமியில் அவ்வப்போது ஏற்படும் இயல்பு கடந்த வானிலைக்கும் தொடர்பு இருக்க வேண்டும் என்று வானிலை ஆய்வாளர்கள் கருதுகின்றனர். இருப்பினும் இதுவரை சூரியப் புள்ளிகளின் இயக்கங்களையும், வானிலைகளையும் இணைத்து எந்தச் சமன்பாடும் வெளிவரவில்லை. இந்திய நாட்டு வானிலை இயல் நிறுவனத்தின் இயக்குனராக (director) இருந்த ஆங்கிலநாட்டுக் கணிதப்பேராசிரியர் சர் கில்பர்ட் வாக்கர் (Sir Gilbert Walker) என்பவர் உலகிலுள்ள பல பகுதிகளின் வானிலைகளை இணைக்கும் ஒரு அனுபவ விதியை கண்டுபிடிப்பதில் தன் வாழ்நாள் முழுவதையும் கழித்தார். இந்தியாவின் மழைக் காலத்தைப் பற்றி அவர் பெரிதும் ஆய்ந்தார். அவர் சராசரி மழையையும், மழைகாலத்தில் பெய்கின்ற மழையையும் இணைத்து ஒரு சமன்பாட்டை நிறுவினார். இந்தச் சமன்பாட்டில் அடங்கிய கூறுகள், தென் அமெரிக்காவில், ஏப்ரல், மே மாதங்களில் காற்றின் அழுத்தம், சான்சிபார் (Zanzibar)-ல் மே மாத மழை, இமாலயமலையில் மே மாதப் பனிமழை, இந்தியாவில் இந்திய ஆண்டின் மழைகாலக் காற்று அழுத்தம், மழையின் அளவு முதலியனவாகும். ஆனால் இந்தச் சமன்பாட்டைப் பயன்படுத்தித் தயார் செய்யும் முன்னறிவிப்புகள் நம்பத் தகுந்தனவாக இல்லை. மேலே குறிப்பிட்ட முறைக்குப் புள்ளியியல் (statistical) முறை என்று பெயர். அதாவது, ஒரு பகுதியின் அல்லது பல பகுதிகளின் வெப்பநிலை, அழுத்தம், மழை அளவு முதலியவற்றின் புள்ளி விவரங்களைச் சேகரித்து, அவைகளை வருங்கால வானிலைகளோடு இணைக்கும் சமன்பாடுகளை உருவாக்குதலே, புள்ளியியல் முறையாகும். ஆனால், இதுவரை, இம்முறை வெற்றியடையவில்லை.

நீண்டகால வானிலை முன்னறிவிப்புக்குப் பயன்படும் மற்றொரு முறைக்கு ஒப்புமை (analogue) முறை என்று பெயர். இம்முறையில், முதலில் அப்போதைய வானிலையின் முக்கியமான அம்சங்களைக் குறித்துக்கொள்ள வேண்டும். பின்பு, இதே அம்சங்களைக் கொண்ட வானிலை, இதற்கு முன்பு இருந்திருக்கிறதா

என்று பார்க்க வேண்டும். அவ்வாறு இருந்திருந்தால், இந்த இரண்டு ஒப்புமை நிறைந்த வானிலைகளுக்கு இடைப்பட்ட கால அளவைக் கணக்கிட வேண்டும். பின்னர் எதிர் காலத்தில் இதே அளவு காலம் கழித்து இதே வானிலை தோன்றும் என்று கூறலாம். உதாரணமாக இந்த மாதத்தின் 10-வது நாளின் வானிலையும், சென்ற மாதத்தின் 10-வது நாளின் வானிலையும் ஒன்று என்று வைத்து கொள்வோம். அப்படியானால் அடுத்த மாதத்தின் 10-வது நாளிலும் இதே வானிலை இருக்கும் என்று கூறலாம். ஆனால் இம்முறையில் பல குறைபாடுகள் உள்ளன. ஒன்று, வேறுபட்ட இரண்டு காலங்களில் எல்லா அம்சங்களிலும் ஒப்புமை உள்ள வானிலைகளைக் காண்பது மிகவும் அரிதாகும். இரண்டு, வானிலைக்கூறுகள் தொடர்ந்து ஒருநாள் அல்லது இரண்டு நாட்கள் மட்டுமே ஒரே கட்டத்தில் (phase) இருக்கும். ஆகையால் இம்முறையும் நம்பத்தகுந்தது அல்ல. இருப்பினும், இம்முறை, சில நேரங்களில் 100% வெற்றியைத் தருகிறது; சில நேரங்களில் 100% தோல்வியையும் தருகிறது.

அதிகப் பரப்பளவிற்கான, விளக்கப்படங்களைத் தயாரித்தும், நீண்டகால வானிலை முன்னறிவிப்புகள் செய்யப்படுகின்றன. ஆனால், அவைகள் பெரும்பாலும் உண்மையாக இருப்பதில்லை.

12-8. முன்னறிவிப்பின் சிக்கல்கள்

வானிலையை முன்கூட்டியே அறிவிப்பது மிகவும் சிக்கலான பிரச்னையாகும். இதை மிக உறுதியுடன் கூறுதல் இயலாது. காரணம், சில வானிலைக் கூறுகள் (உதாரணமாக) வெப்பநிலை, அழுத்தம் முதலியன, மாற்றங்கள் அடையலாம் என்று எதிர் பார்த்து வானிலை முன்னறிவிப்புச் செய்திகள் தயாரிக்கப்படும். ஆனால் அவை மாற்றங்கள் அடையாமல் போகலாம். சில வானிலைக் கூறுகள் மாற்றங்கள் அடையா என்ற அடிப்படையில் முன்னறிவிப்புகள் தயாரிக்கப்படும். ஆனால், அவைகள் மாற்றங்கள் அடையலாம். மேலும் இன்றைய வானிலை நாளையும் இருக்கும் என்று ஊகித்து வானிலை முன்னறிவிப்புகள் செய்யப்படுகின்றன. இது பெரும்பாலும் உண்மையாகவே இருக்கும். ஆனால், சில வேளைகளில் பொய்த்துவிடும். இம்மாதிரி முன்னறிவிப்புக்களுக்கு, முன்னறிவிப்பாளரின் திறமையோ, கூர்மையான அறிவோ தேவைப்படுவதில்லை. வானிலை முன்னறிவிப்பும், ஒரு நிகழ்ச்சி நடைபெற அல்லது நடைபெறுமல் இருக்கக் கணக்கிடும் நிகழ் திறத்தை (probability) ஒக்கும். மேலும், ஓரிடத்தின் வானிலை முன்னறிவிப்பை, இருவர் தனித்தனியே தயார் செய்தால், அவை,

ஒரே மாதிரியாக இருப்பது அரிது. ஒரு பெரும் பகுதியின் வானிலையை சில வார்த்தைகளால் அறிவிப்பதுதான் வானிலை முன்னறிவிப்பு. இதனால் எல்லா இடங்களைப்பற்றிய வானிலைகளும் எல்லா நேரங்களிலும் உண்மையாக இருப்பதில்லை.

இரண்டு அல்லது மூன்று நாட்களுக்கான வானிலையைச் சாதாரண முறைகளில் முன்கூட்டியே அறிவிக்கலாம். இதைவிட அதிகமான நாட்களுக்கு (உதாரணமாக ஒரு வாரம்) முன் கூட்டியே வானிலையை அறிவிக்க வேண்டுமானால், சிக்கல்களும் அதிகம் ஆகின்றன. இச்சிக்கல்களைத் திறனும், நுண்ணறிவும் கொண்ட சில வானிலை வல்லுனர் மட்டுமே தீர்க்கமுடியும். இதையும் கடந்து சுமார் ஒரு மாதத்திற்கு முன்னரே வானிலையை அறிவிக்க விரும்பினால் அது இன்னும் சிக்கல் நிறைந்ததாக இருக்கும். இந்தக்கால அளவு இன்னும் அதிகமாகும்பொழுது வானிலை ஆய்வாளரின் எத்தகைய திறனும் செல்லுபடியாவதில்லை. இங்குத் திறன் எனக் குறிப்பிடுவது வானிலை ஆய்வாளர், வானிலை விளக்கப்படங்களி லிருந்து வானிலையைக் கணித்தறியும் ஆற்றலை அல்ல : அவர் தம் அனுபவ அறிவைக் கொண்டு ஊகம் செய்யும் திறனையே. அதாவது நீண்டகால முன்னறிவிப்பிற்கு அனுபவ அறிவு பயன்படாது.

வானிலை முன்னறிவிப்புத் "திறனைப்" பல சமன்பாடுகளைக் கொண்டு அறியலாம். அவைகளில் மிகவும் எளியது, பி. ஹெய்ட்கி (P. Heidke) என்பவரால் உருவாக்கப்பட்ட சமன்பாடாகும். இந்தச் சமன்பாட்டைப் பின்வருமாறு குறிக்கலாம் :

$$\text{திறன்} = 100 \left(\frac{R-E}{T-E} \right) \% \qquad \text{(12-1)}$$

இதில், T — மொத்த வானிலை முன்னறிவிப்புகள்

E — (வானிலை விளக்கப்படங்களைப் பயன்படுத்தியிருந்தால்) சரியாக இருக்கும் என்று எதிர்பார்க்கப்படும் முன்னறிவிப்புகள்

R — சரியான முன்னறிவிப்புகள்.

ஆகையால், எல்லா வானிலை முன்னறிவிப்புக்களும் சரியென்றால் (அதாவது R = T என்றால்), திறமை 100% ஆகும். வானிலை முன்னறிவிப்பாளர், வானிலை விளக்கப்படங்களின் உதவியால் மட்டும் முன்னறிவிப்பைக் கூறுவாரானால் (அதாவது R = E

என்றால்), திறமை 0% ஆகும். மொத்த வானிலை முன்னறிவிப்பு கள் (T) 20 என்று வைத்துக்கொள்வோம். இவைகளில் 14 சரியான முன்னறிவிப்புகள் (R) என்றும், 9 வானிலை விளக்கப்படங்களி லிருந்து ஊகித்தவை (E) என்றும் வைத்துக்கொண்டால்,

$$திறன் = 100 \left(\frac{14-9}{20-9} \right) \%$$

$$= 100 \times \frac{5}{11} \%$$

$$\therefore \quad திறன் = \frac{500}{11} \% = 45{\cdot}5\% \text{ ஆகும்.}$$

இந்தச் சமன்பாடு அவ்வளவு திருப்திகரமானதோ அல்லது துல்லியமானதோ அன்று.

12-9. எண்முறை முன்னறிவிப்பு (Numerical forecasting)

தற்காலத்தில் வானிலை ஆய்வாளர்களால் பெரிதும் பயன் படுத்தப்படும் முறை, இதுவே ஆகும். இம்முறையை முதன் முதலில் பழக்கத்திற்குக் கொண்டுவந்த பெருமை லிவிஸ் ஃப்ரை ரிச்சர்ட்சனையே (Lewis Fry Richardson) சாரும். கோள வான நூல் (spherical astronomy) ஆய்வாளர்கள், கோள்களின் நிகழ் கால இயக்கங்களைக் கொண்டு, அவைகளின் வருங்கால நிலைகளை முன்கூட்டியே அறிகிறார்கள். உதாரணமாக, சூரியகிரகணம் (solar eclipse), சந்திரகிரகணம் (lunar eclipse) முதலியன எப்போது உண்டாகும் என்பதை முன்கூட்டியே அறிவிக்கிறார்கள். இதில் எவ்விதத் தவறும் ஏற்படுவதில்லை. அதேபோல, வானிலையை யும் ஏன் முன்கூட்டியே தவறில்லாமல் சரியாகக் கணிக்க முடியாது, என்ற கேள்வியை எழுப்பியவர் ரிச்சர்ட்சன் ஆவார். வானிலையை முன்கூட்டிக் கணக்கிட்டு அறிவது, சூரிய சந்திர கிரணங்களை முன்கூட்டி அறிவதைவிடப் பல வகைகளிலும் சிக்கல் நிறைந்ததொன்றாகும். இருப்பினும், ரிச்சர்ட்சன் மனம் தளராது உழைத்துக் கடைசியில் வெற்றியையும் தேடித்தந்தார்.

இவர் வகுத்த முறைக்குப் படிப்படித்தொகுவாக்கம் (step-by-step integration) என்று பெயர். படிப்படித்தொகுவாக்கம் அடைவது, காற்றுமண்டலத்தின் பல்வேறு இயக்கங்களை குறிக்கும். தொகுவாக்கச் சமன்பாடுகளாகும் (differential

equations). நிகழ்காலக் காற்றின் வெப்பநிலை, அழுத்தம், காற்றோட்ட திசைவேகம் முதலியவற்றையும், எதிர்காலத்தில் நாம் விரும்புங்காலத்தில் இருக்கவேண்டிய காற்றின் வெப்பநிலை அழுத்தம், காற்றோட்டத்திசைவேகம் முதலியவற்றையும் இணைக்கும் சமன்பாடுகளே இந்தத் தொகுவாக்கச் சமன்பாடுகளாகும். ஆகையால், நிகழ்கால வானிலைக்கூறுகளை இந்தச் சமன்பாட்டில், பதிவீடு செய்து, அவைகளைத் தீர்ப்பதால் (solve), எதிர்காலத்தில் நாம் விரும்பும் நேரத்திற்கான வானிலைக்கூறுகளை முன்கூட்டியே அறியலாம். இந்தச் சமன்பாடுகளைப் பூமியின் மேற்பரப்பிலும், அதனை ஒட்டிய உயரங்களிலும், மிக உயர்ந்த காற்றுமண்டலப் பகுதிகளிலும் உள்ள வானிலைக்கூறுகளை கணக்கிடப் பயன்படுத்தலாம். ஆகையால் வானிலையையும் முன்கூட்டியே அறியலாம்.

மேற்கூறிய முறை, மேலாகப் பார்க்கும்பொழுது, எளிதானதாகத் தோன்றும். ஆனால் உண்மையாக, இது மிகச் சிக்கலானதாகும். உதாரணமாக, ஒரு குறிப்பிட்ட நேரத்தில், ஒரு குறிப்பிட்ட இடத்தில் காற்றின் அழுத்தமும், அது மாறுபடும் விதமும் (அழுத்தப்போக்கு) தெரிந்ததாகக் கொள்வோம், இவைகளை வைத்துச் சிலமணி நேரத்திற்குப் பிறகு அழுத்தம், அது மாறுபடும்விதம் ஆகியவற்றை, அதற்கான சமன்பாடுகளைத் தீர்த்துச் சரியாக அறியலாம். ஆனால் இதே மாறுபடும் விதத்தை வைத்து, 12 மணி நேரத்திற்குப் பிறகு காற்றின் அழுத்தம் எவ்வளவு இருக்க வேண்டும் என்று கணக்கிட்டால் அது சரியாக இராது. காரணம், எந்தக்கூறுகளின் மாறுபாடு விதமும், சில மணி நேரத்திற்குத்தான் உண்மையாக இருக்கும். நேரம் அதிகமாக அதிகமாக, அதன் மாறுபாடு விதமும் மாறிவிடும். ஆகையால் குறைந்தது ஒரு மணிக்கு ஒருமுறை, அவ்வப்பொழுது இருக்கும் மாறுபாடுவிதங்களைச் சமன்பாடுகளில் பயன்படுத்தி விடைகாணுதல் வேண்டும். இதனால்தான், இம்முறையில் சமன்பாடுகளைத் தீர்ப்பது மிகமிகக் கடினமாகும். ரிச்சர்ட்சன் காலத்தில், கைப்பொறிகளின் உதவியால் சமன்பாடுகள் தீர்க்கப் பட்டன. அத்தகைய பொறிகளைக் கொண்டு, உலக வானிலையை அவ்வப்போது கணக்கிடச் சுமார் 64,000 கணிதமேதைகள் ஒன்றாக வேலை செய்தல் வேண்டும், என்று ரிச்சர்ட்சன் கணக்கிட்டிருக்கிறார்.

மேற்கூறிய சிக்கலை தீர்க்கத் தற்காலத்தில் மிகமிக வேகமாகக் கணக்கிடக்கூடிய மிகைவேக எலெக்ட்ரானியக் கம்ப்யூட்டர்கள்

(High-speed electronic computors) பயன்படுத்தப்படுகின்றன. இக்கருவியின் உதவியால் அரைமணி அல்லது ஒருமணிக்கொரு முறை மாறுபாடு வீதங்களை வைத்து, 12 அல்லது 24 மணி நேரத்திற்குப் பின்பு அழுத்தம் எவ்வாறு இருக்கும் என்பதனை முன்கூட்டியே அறிந்து கொள்ளலாம். இக்கருவியே விளக்கப்படங்களையும் வரைந்து கொடுத்து விடும். இதை ஆய்ந்து, முன்னறிவிப்பாளர் வானிலையை முன்கூட்டியே அறிவிக்கிறார். மில்லியன் கணக்கான பெருமளவு கணக்கீடுகளையும் இந்த இயந்திரம் சில விநாடிகளில் செய்து முடித்துவிடும். மேலும், ஒவ்வொரு வானிலைக் கூறுகளின் பௌதிகக் குணங்களையும் சேர்த்து, ஒரு வானிலை முன்னறிவிப்புச் சமன்பாட்டை வானிலை ஆய்வாளர்கள் உருவாக்கியிருக்கிறார்கள். இதற்கு வானிலை முன்னறிவிப்புச் சமன்பாடு என்று பெயர். இந்தச் சமன்பாட்டை, கம்ப்யூட்டர்களைக் கொண்டு, தீர்த்து, பின்பு வானிலை முன்னறிவிப்புச் செய்யப்படுகிறது. இதுவே இப்பொழுது உலகெங்கிலும் கையாளப்படும் முறையாகும்.

பாகம் 3

வெப்பதட்பவியல்

(Climatology)

13. வெப்பதட்பவியலின் பிரிவுகளும், அவற்றின் தன்மைகளும்

13-1. *சில பொதுக் கருத்துகள்*

வானிலை என்பது ஒரு குறிப்பிட்ட இடத்தில், ஒரு குறிப்பிட்ட நேரத்தில், காற்றின் வெப்பநிலை, அழுத்தம், ஈரப்பதன், காற்றோட்டங்களின் திசைவேகம், வீழ்படிவாதல், முதலியன எவ்வாறு மாறுபாடு அடைகின்றன என்பதைக் குறிக்கிறது. இவற்றைப்பற்றிய குறிப்புகளை, வானிலைக் கருவிகளால் அளந்து, தெரிந்துகொள்கிறோம். ஆனால் வெப்பதட்பநிலை என்பது ஒரு மாதத்தின் அல்லது பருவத்தின் சராசரி வானிலையைக் குறிக்கும். வெப்பதட்ப நிலையை, நாம் வானிலைக் குறிப்புகளிலிருந்து கணக்கிடுகிறோம். இது இடத்திற்கு இடம் காலத்திற்குக் காலம் வேறுபாடு அடைவதற்குக் காரணம் வானிலையின் கூறுபாடுகளில் ஏற்படும் மாற்றங்களே ஆகும். ஆகவே வானிலைக்கும், வெப்பதட்ப நிலைக்கும் உள்ள வேறுபாடு கால அளவின் அடிப்படை கொண்டதாகும். கணிதமுறையில், வெப்பதட்ப நிலையை வானிலையின் தொகுவாக்கம் (integration) என்றும், வானிலையை வெப்பதட்பநிலையின் பகுவாக்கம் (differentiation) என்றும் கூறலாம்.

சில ஆண்டுகளுக்கு முன்புவரை, வெப்பதட்பவியல் பூகோள ரீதியில் ஆராயப்பட்டது. முதலில், ஒவ்வொரு வானிலை உட்கூறும் தனித்தனியே பலமுறைகளில் குறிக்கப்பட்டது. உதாரணமாக, மாதாந்திர சராசரி வெப்பநிலை, வருடாந்திர சராசரி மழை, அன்றாட சராசரி வெப்பநிலை நெடுக்கம், வெவ்வேறு குறுக்குக் கோட்டுப் பகுதிகளில் மேகத்தின் சராசரித் தன்மைகள், முதலியவை தனித்தனியே அளவிடப்பட்டன. பின்பு, இவைகளை இணைத்துச் சராசரி அளவுகள் எடுக்கப்பட்டன. அவைகளைக் கொண்டு, புவி முழுவதும் மழைப்பகுதி, குளிர்ப்பகுதி எனப் பல பகுதிகளாகப் பிரிக்கப்பட்டன.

இவ்வாறு வெப்பதட்ப நிலைகளுக்கு ஏற்ப நிலப்பகுதியைப் பல பகுதிகளாகப் பிரிப்பது பல வகைகளில் நன்மை பயக்கின்றது. உதாரணமாக, இது விவசாயத்துறைக்குப் பெரிதும் பயன்படுகிறது. ஏனெனில் எந்தெந்த வெப்பதட்ப நிலைகளில் என்னென்ன பயிர்களைப் பயிரிடலாம் என்பதை இதிலிருந்து அறியலாம். மேலும், விமானத்துறை, இராணுவத்துறை, பொதுச் சுகாதாரத் துறை ஆகிய துறைகளிலும் மேற்கூறிய பிரிவுமுறை நன்மையைப் பயக்கிறது.

தற்காலத்தில், வெப்பதட்பவியல் வேறொரு கோணத்திலிருந்தும் ஆராயப்படுகிறது. இம்முறை, ஒரு குறிப்பிட்ட நேரத்தில் ஒரு பரந்தபரப்பின் வானிலையைத் தெரிந்துகொள்ள உதவும். சினெப்டிக் (synoptic) விளக்கப்படத்தை அடிப்படையாகக் கொண்டது. இதற்கு சினெப்டிக் வெப்பதட்பவியல் (synoptic climatology) என்று பெயர். இதில் வானிலை உட்கூறுகள் தனித் தனியாகக் கருதப்படுவதில்லை. அவற்றின் சராசரி அளவும் கணக்கிடப்படுவதில்லை. மாறாக, இம்முறை வானிலை உட்கூறுகளையும், அந்தந்தப் பகுதிகளின் வானிலை நிலைமைகளையும், தொடர்புபடுத்துகிறது. ஆகவே, இம்முறை மிகவும் சிறந்த முறையாகக் கருதப்படுகிறது.

வெறும் வானிலை உட்கூறுகளைப் பற்றித் தெரிந்து கொள்வதால் ஒருவிதப்பயனும் இல்லை. அவைகளை இணைந்து அவற்றின் விளைவுகளை வானிலை ஆய்வாளர்கள் வெளியிடுதல் வேண்டும். இதுவே விவசாயிகள், இராணுவத்தினர், விமான ஓட்டிகள், முதலியவர்களுக்குப் பெரிதும் பயன்படும். உதாரணமாக, ஒரு விவசாயி, ஒரு இடத்தின் சராசரி மாதந்திர அல்லது வருடாந்திர வெப்பநிலையைத் தெரிந்துகொள்வதால், அவனுக்கு ஒருவிதப் பயனும் ஏற்படுவதில்லை. ஆனால், ஒரு குறிப்பிட்ட பருவகாலம் சராசரி 180 நாட்களுக்கு நீடிக்கும்; அப்பொழுது குறைந்த வெப்பநிலை 20°F இருக்கும். அதிக வெப்பநிலை 87°F இருக்கும் என்ற விளக்கமான வானிலையை ஒரு விவசாயி அறிந்தால் அது அவனுடைய தொழிலுக்குப் பெரிதும் துணைபுரியும். ஏனெனில், இக்குறிப்புக்களிலிருந்து காலநிலைக்கு ஏற்ற பயிர்வகைகளை அவன் பயிர் செய்யலாம். இதேபோல், ஒரு அணைகட்டுகின்ற பொறியாளர், மாதாமாதம் பெய்கின்ற சராசரி மழை அளவைத் தெரிந்து கொள்வதால் அவருக்கு ஒரு பயனும் ஏற்படாது. மாறாக, அவர் ஒவ்வோர் ஆண்டிலோ, ஒவ்வொரு பத்தாண்டிலோ அல்லது ஒவ்வொரு நூற்றாண்டிலோ 72 மணி நேரத்தில் எதிர்பார்க்கக் கூடிய பெரும அளவு மழையைத் தெரிந்து இருக்கவேண்டும்.

இந்த அடிப்படையைக் கருத்தில்கொண்டு அவர் கட்டும் அணை தான் எந்த வெள்ளப் பெருக்கிற்கும் ஈடு கொடுத்துப் பாதுகாப்பான அணையாக அமையும்.

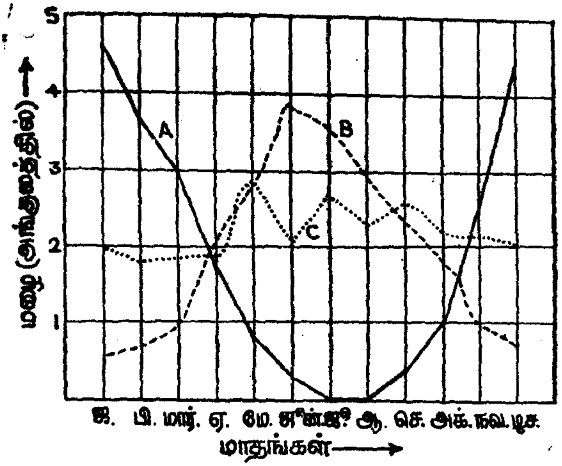
வானிலை அடிப்படையில் தொழில் செய்வோர் வெப்பதட்ப நிலைகளை அறிவதுடன், வானிலை உட்கூறுகள் எவ்வாறு மாறுபாடு அடைகின்றன என்பதையும் தெரிந்து கொள்ளுதல் மிகவும் நன்மை பயக்கும். உதாரணமாக, ஒரு விவசாயி, பயிர் வளரும் காலத்தில் சராசரி மழையின் அளவைத் தெரிந்து கொள்வதுடன், ஒவ்வோர் ஆண்டும் மழையின் அளவு எவ்வாறு மாறுபடுகிறது என்பதையும் அறிந்து கொள்ளுதல் வேண்டும். குறிப்பாக, பயிர்களுக்குப் போதுமான அளவு மழை பெய்யாத பகுதிகளில் மழையின் அளவு எவ்வாறு மாறுபடுகிறது என்பதை அவசியம் தெரிந்து கொள்ள வேண்டும். மேலும், இயல்பான மழையோடு, மழை மாறுபாடு மிக அதிகமாக இருக்கும் பகுதிகளுக்கும், இது முக்கியமானதொன்றாகும். உதாரணமாக ஒரு இடத்தில் பெய்யும் மழையின் சராசரி அளவு 15 முதல் 20 அங்குலம் எனவும், அம்மழை ஒரு குறிப்பிட்ட பருவகாலத்தில் மட்டும் பெய்வதாகவும் வைத்துக்கொள்வோம். அப்பருவகாலத்தில் விவசாயம் செய்ய முடியும். மாறுபாடு மிக அதிகமானால், மழை பெய்யாத பருவ காலங்கள் மிக அதிகமாக இருக்கும். இதன் காரணமாக அப்பகுதிகளில் 'பஞ்சம்' உண்டாகும்.

13-2. வெப்ப தட்பநிலையின் உட்கூறுகள்

வெப்பநிலை, அழுத்தம், ஈரப்பதன், காற்றோட்டம், வீழ்படிவாதல் முதலியவை வானிலையின் உட்கூறுகள். இவைகளே வெப்ப தட்பநிலையின் உட்கூறுகளுமாகும். வானிலையை அறிய இந்த உட்கூறுகளை உற்று நோக்குகிறோம். இவைகளைக் கொண்டு காற்றுக் குவியல், முகப்புகள், புயல்கள், ஏற்றங்கள், இறக்கங்கள், முதலியவற்றைப்பற்றியும் அறிகிறோம். ஆனால் வெப்பதட்ப நிலையில், மேற்கூறிய உட்கூறுகளின் சராசரி அளவுகளைக் கணக்கிட்டு, இணைத்து, தாவரங்கள், விலங்குகள் மற்றும் பிற உயிர்ப் பிராணிகளின்மீது அதன் விளைவுகளை ஆராய்கிறோம். ஆனால், பொதுவாக வெப்பநிலை, வீழ்படிவாதல் ஆகிய இரண்டு உட்கூறுகளைக்கொண்டே வெப்பதட்பநிலைகளை நன்கு அறியலாம். இந்த இரண்டு உட்கூறுகளை அடிப்படையாக வைத்துத்தான் நமது பூமி பல மண்டலங்களாகப் பிரிக்கப்பட்டுள்ளது.

ஒரு குறிப்பிட்ட வெப்பதட்ப நிலையுள்ள ஒரு பகுதியின் தன்மையை, அதன் உட்கூறுகளின் வருடாந்திர சராசரி அளவுகளை

மட்டும் வைத்துத் தீர்மானிப்பதில்லை. உட்கூறுகள் ஒரு வருடத்தில் எவ்வாறு பகுக்கப்பட்டுள்ளன என்பதும் கணக்கிடப்படுகிறது. உதாரணமாக, சான்ஃபிரான்ஸிஸ்கோ, கலிஃபோர்னியா, மூர்ஹெட், மின்னேசோட்டா முதலிய எல்லா இடங்களிலும் ஒரு வருடத்தில் 22 அங்குல மழை பெய்கிறது. இருப்பினும் மூர்ஹெட்டில், பெரும்பாலான மழை வெப்பக்காலத்திலேயே பெய்துவிடுகிறது. ஆனால் சான்ஃபிரான்ஸிஸ்கோவில் கோடை காலத்தில் மழையே இல்லை. படம் 13-1-லிருந்து இப்பகுதிகளில் பெய்யும் மழையின் பங்கீட்டை நன்கு அறியலாம். மேலும், நயாகரா (நியூயார்க்) என்ற இடத்தில், வருடாந்திர மழை 27 அங்குலமாகும். ஆனால் மழை எல்லா மாதங்களிலும் சீராகப் பெய்கிறது.



A — சான்ஃபிரான்ஸிஸ்கோ
B — மூர்ஹெட்
C — நயாகரா

படம் 13-1

வேறுபட்ட மழைப்பங்கீட்டைக்கொண்ட பகுதிகள்

மேற்கூறிய உண்மை, வெப்பநிலைக்கும் பொருந்தும். உதாரணமாக யூரேக்கா, ஓமாகா, நியூயார்க் முதலிய இடங்கள் ஒரே குறுக்குக்கோட்டுப் பகுதியிலிருந்தாலும், அவைகளின் வெப்பநிலை பெரிதும் மாறுபடுகின்றது. (படம் 3-12, 3-10 என்ற பகுதியைப் பார்க்கவும்). மேலும் இவ்விடங்களின் வருடாந்திர சராசரி வெப்பநிலை கிட்டத்தட்ட ஒன்றாக இருப்பினும், அவ்விடங்களின் வெப்பதட்ப நிலைகள் பெரிதும் மாறுபடுகின்றன.

13-3. வெப்பமாக்கும் பாகை நாட்கள் (Heating degree days):

65°F என்பது படித்தர மேற்கோள் வெப்பநிலை (standard reference temperature) எனக் கொள்ளப்படுகிறது. ஒரு நாளில் நிலவும் வெப்பநிலை இதற்குக் குறைவாக இருப்பதாகக் கொள்வோம். இந்தக் குறைந்த வெப்பநிலையிலுள்ள ஒரு பொருளைப் படித்தர மேற்கோள் வெப்பநிலைக்கு உயர்த்த எவ்வளவு எரிபொருளை எரிக்கவேண்டுமோ அந்த அளவுக்கும் இந்த இரண்டு வெப்பநிலைகளுக்கும் உள்ள வேறுபாட்டிற்கும் தொடர்பு உண்டு. இந்தத் தொடர்பு, வேறுபட்ட பருவகாலங்களில் பொருள்களை வெப்பமூட்டுவதற்குத் தேவையான எரிபொருள்களைக் கணக்கிட உதவும்.

ஒரு நாளில் படித்தர மேற்கோள் வெப்பநிலை அன்றுட சராசரி வெப்பநிலையைவிட ஒரு பாகை அதிகமென்றால் அந்த நாளுக்கு 'வெப்பமாக்கும் ஒரு பாகை நாள்' என்று பெயர். இரண்டு பாகை அதிகமென்றால் அதற்கு வெப்பமாக்கும் இரண்டு பாகை நாள் என்று பெயர். உதாரணமாக, ஒரு குறிப்பிட்ட நாளில் காற்றின் சராசரி வெப்பநிலை 27°F - என்றால் அந்த நாள் 38 பாகை நாள் ஆகும் (65—27 = 38). அடுத்த நாள் காற்றின் சராசரி வெப்பநிலை 46°F எனக் கொண்டால், அந்த நாள் 19 பாகை நாள் ஆகும் (65—46 = 19). ஆகையால் இரண்டாவது நாளில் பயன்படுத்தும் எரிபொருளின் அளவு முதல் நாளில் பயன்படுத்திய எரிபொருளின் அளவில் பாதியாகும். இதை, இரண்டு நாட்களின் பாகை நாள் அளவுகளின் விகிதத்திலிருந்து அறியலாம். $\left(\frac{19}{38} = \frac{1}{2}\right)$. அதாவது வெப்பமாக்கும் பாகை நாட்கள் அதிகமானல், அப்பொழுது பயன்படுத்த வேண்டிய எரிபொருளின் அளவும் அதிகமாகும் வெப்பமாக்கும் பாகை நாட்கள் குறைந்தால் எரிபொருளின் அளவும் குறையும். இவ்வாறு வெப்பமாக்கும் பாகை நாட்களைக் கணக்கிட்டு, அதிலிருந்து எந்தெந்த நேரங்களில் எத்தனை அளவு எரிபொருளை பயன்படுத்த வேண்டும் என்பதனை மிகத்துல்லியமாக அறியலாம். அட்டவணை 13-1-ல், வாஷிங்டன் நகரில், எவ்வாறு வெப்பமாக்கும் பாகை நாட்கள் பங்கீடு செய்யப்பட்டுள்ளன. என்பது கொடுக்கப்பட்டுள்ளது. இவை 65°F - வெப்பநிலையை படித்தர மேற்கோளாக வைத்துக் கணக்கிடப்பட்டிருக்கின்றன. இதைப் பயன்படுத்தி, வெப்பமாக்குவதற்குத் தேவையான எரிபொருளைக் கணக்கிடலாம்.

மிகுந்த வெப்பகாலங்களில் 'குளிர்விக்கும் பாகை நாட்களை'க் (cooling degree days) கணக்கிட்டு, நமது சௌகரியத்திற்கு ஏற்ற

அட்டவணை 13-1

மாதம்	வெப்பமாக்கும் பாகை நாட்கள்	மாதம்	வெப்பமாக்கும் பாகை நாட்கள்
ஜூலை	0	ஜனவரி	932
ஆகஸ்டு	2	பிப்ரவரி	835
செப்டம்பர்	43	மார்ச்சு	630
அக்டோபர்	255	ஏப்ரல்	343
நவம்பர்	552	மே	100
டிசம்பர்	869	ஜூன்	13

மொத்த வெப்பமாக்கும் பாகை நாட்கள் = 4,574

'குளிர்ந்த சூழ்நிலைகளை' உண்டாக்கலாம். இதைக் கணக்கிடுவது வெப்பமாக்கும் பாகை நாட்களைக் கணக்கிடுவதை ஒக்கும். ஆனால் இது, அன்றாட சராசரி வெப்பநிலை 75°F-க்கும் அதிகமாக இருக்கும் நாட்களில் மட்டுமே கணக்கிடப்படுகிறது.

மேலும், ஒவ்வொரு நாளும் சராசரி வெப்பநிலை 65°F, அல்லது அதற்கும் குறைவாக இருந்தால்தான் அந்த நாட்களின் சராசரி வெப்பநிலையைக் கொண்டு பல நாட்களுக்கோ, ஒரு வாரத்திற்கோ அல்லது ஒரு மாதத்திற்கோ உரிய வெப்பமாக்கும் பாகை நாட்களைக் கணக்கிட முடியும். 65°F-க்கு அதிகமாக இருந்தால் வெப்பமாக்கும் பாகை நாட்களைக் கணக்கிடப் பயன் படுத்தமுடியாது. உதாரணமாக, ஒரு வாரத்திற்கான அன்றாட சராசரி வெப்பநிலை பின்வருமாறு இருப்பதாகக் கொள்வோம். ஞாயிறு 52°F; திங்கள் 47°F; செவ்வாய் 54°F; புதன் 59°F; வியாழன் 65°F; வெள்ளி 68°F; சனி 61°F. இந்நாட்களின் மொத்த வெப்பமாக்கும் பாகை நாட்களை பின்வருமாறு கணக்கிடலாம்.

ஞாயிறு = 65—52 = 13
திங்கள் = 65—47 = 18
செவ்வாய் = 65—54 = 11

புதன்	=	65—59	=	6
வியாழன்	=	65—65	=	0
வெள்ளி	=	65—68	=	...
சனி	=	65—61	=	4
ஆக மொத்த வெப்பமாக்கும் பாகை நாட்கள்			=	52

வெள்ளிக்கிழமைக்கான வெப்பமாக்கும் பாகைநாட்களைக் கணக்கில் சேர்க்கக்கூடாது. ஏனெனில் வெள்ளிக்கிழமை, சராசரி வெப்பநிலை 68°F ஆக இருப்பதால், வெப்பமாக்கும் பாகை நாட்கள் (65—68) = —3; அதாவது எதிர்அளவு (minus value) இந்த அடிப்படையில் பார்த்தால் ஒரு பொருளை நாம் வெப்பப் படுத்தும்போது எரிபொருள் செலவாவதற்குப் பதிலாக நம்மிடம் அது மேலும் மேலும் சேரவேண்டும். ஒரு வாரத்திற்கான சராசரி வெப்பநிலை (52+47+54+59+65+68+61)÷7=58°F. இதை 65°F-லிருந்து கழித்து வரும் எண்ணை, அதாவது 65—58=7ஐ ஒரு வாரத்திற்கான 7 நாட்களால் பெருக்கினால் கிடைக்கும் எண் 49. ஆனால் கணக்கின்படி வருகின்ற ஒரு வாரத்திற்கான மொத்த வெப்பமாக்கும் பாகைநாட்கள் 52. இவை வேறுபடுகின்றன என்பதை அறியலாம்.

மேற்கூறிய உதாரணத்தில் வெள்ளிக்கிழமைக்கான வெப்ப நிலையை முழுதும் நீக்கிவிட்டுக் கணக்கிட்டுப் பார்க்கலாம். இப் பொழுதும் மொத்த வெப்பமாக்கும் பாகைநாட்கள் 52. ஆனால் இந்த 6 நாட்களுக்கான சராசரி வெப்பநிலை (52+47+54+59+65+61)÷6=56⅓; ஆகையால் 65—56⅓=8⅔. இதை 6-ஆல் பெருக்கினால் கிடைக்கும் எண் (8⅔×6)=52. இதுவும் கணக்கின்படி வருகின்ற 6 நாட்களுக்கான வெப்பமாக்கும் பாகைநாட்களும் சமம் என்பதை அறியலாம். ஆகையால் பல நாட்களுக்கோ, ஒரு வாரத்திற்கோ அல்லது மாதத்திற்கோ மொத்த வெப்பமாக்கும் பாகை நாட்களைக் கணக்கிட, ஒவ்வொருநாளின் சராசரி வெப்ப நிலை 65°F அல்லது அதற்கும் குறைவாக இருத்தல் வேண்டும்.

13-4. வெப்பதட்ப நிலை உட்கூற்றுப் பங்கீடு

அத்தியாயம் 3-ல் உலகின் பல பகுதிகளிலும் வெப்பநிலை எவ்வாறு அமைந்திருக்கிறதென்பது கொடுக்கப்பட்டுள்ளது. (3-10 என்ற பகுதியைப் பார்க்கவும்). அத்தியாயம் 4-ல் காற்றின் அழுத்தப் பங்கீடு விளக்கப்பட்டுள்ளது. (4-5 என்ற பகுதியைப் பார்க்கவும்). அத்தியாயம் 5-ல் காற்றோட்டங்களின் பொதுவான

இயக்கங்களைப்பற்றித் தெரிந்துகொள்ளலாம். (5·8, 5·9 என்ற பகுதிகளைப் பார்க்கவும்). காற்றோட்டங்களைப் பற்றிய மேலும் சில உண்மைகளை இங்கே காணலாம். காற்றோட்டங்களைப் பற்றி முழுவதும் அறியவேண்டுமானால், அது பொதுவாக எந்தத் திசையில், வீசுகிறது என்பதையும், அதன் வேகம், திசை முதலியன எவ்வாறு மாறுபடுகின்றன என்பதையும், அதன் மிகைவேகம், அது அமைதியாக வீசும் நேரம் முதலியனவற்றையும் நன்கு ஆய்தல் வேண்டும். காற்றோட்டங்கள் அந்தந்தப் பிராந்திய நிலைகளுக்கேற்ப மாறுபாடு அடைவதால், மலைகள் நிறைந்த இடங்களில், மிகக்குறைந்த தூரம் செல்வதற்குள் அதிக மாறுபாடு அடைகின்றன.

கடற்பரப்பில் வீசும் வியாபாரக்காற்று மிகவும் நிலையாக வீசும் காற்றாகும். ஒரு வருடத்தில், பல மாதங்களில் 80% நேரம் இக்காற்று ஒரே திசையில் வீசுகின்றது. ஒரு வருடம் முழுவதற்கும் கணக்கிட்டால் சராசரி 60% நேரம். இக்காற்று ஒரே திசையில், சிறிதும் மாறுபடாமல், வீசுகிறது. மேற்குக் காற்று (westerlies) வீசும் பகுதிகளிலும், காற்றோட்டத்தின் திசை பெரும்பாலும் நிலையாக இருக்கிறது. உதாரணமாக சான்ஃபிரான்ஸிஸ்கோ பகுதியில் வீசும் காற்று, பசிபிக் ஏற்றம் (Pacific high) நன்றாக உருவாகியிருக்கும் வெப்பக் காலங்களில், ஒரே நிலையாக வீசுகிறது. ஆனால், குளிர்காலங்களில், புயல்காற்று அவ்வழியே கடந்து செல்வதால், அவ்விடத்தின் காற்றோட்டம் பெரிதும் மாறுபாடு அடைகின்றது.

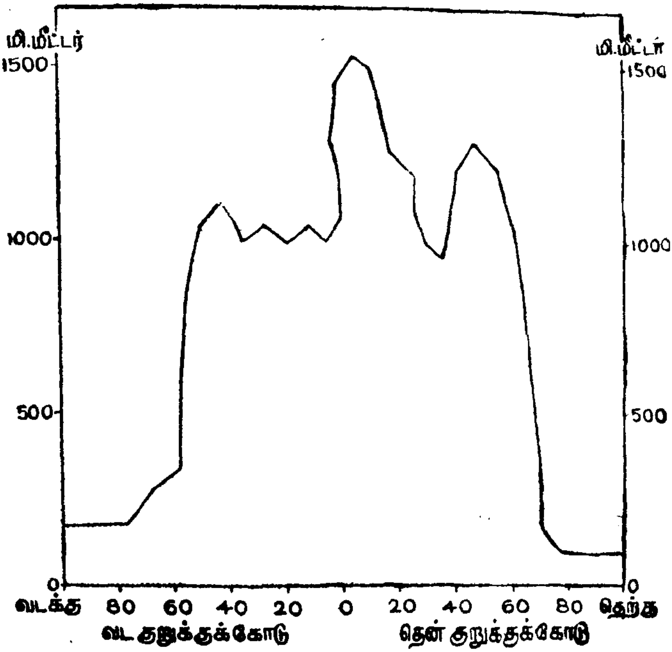
கன மழையின் காரணமாகக் காற்றோட்டங்கள் பல வகைகளிலும், மாறுபாடு அடைகின்றன. அப்பொழுது ஏதேனும் ஒரு மாதத்தில், காற்று நிலையாக வீசும். ஆனால் குளிர்காலத்திலிருந்து, கோடைகாலம்வரையிலுள்ள இடைப்பட்ட காலங்களில் காற்றோட்டம் பெரிதும் மாறுபாடு அடைகின்றது. உதாரணமாக டெக்ஸாஸில் உள்ள டெல்ரியோ என்ற பகுதியில் மழைக்காலத் தொடக்கமாகிய ஆகஸ்டு மாதத்தில், 63% நேரம் காற்றோட்டம் தென்கிழக்குத் திசையிலிருந்து வீசுகிறது. இதே மாதத்தில், மொத்தநேரத்தில், சுமார் 2% நேரத்திற்கும் குறைவாக வடக்கிலிருந்தும், வடமேற்கிலிருந்தும் காற்று வீசுகிறது. ஜனவரி மாதத்தில், 27% நேரம், காற்று வடக்கிலிருந்தும், வடமேற்கிலிருந்தும் வீசுகிறது. ஆனால் 25% நேரம் தான், தென்கிழக்கிலிருந்து காற்று வீசுகிறது.

வெப்பதட்பநிலை உட்கூறுகளில் மிகவும் முக்கியமானது வீழ்படிவாதலாகும். (அதாவது மழை, பனி, கல்மாரி முதலியன

படம் 13-2

ஆண்டின் சராசரி மழையளவு

உண்டாதல்). இது உலகின் பல பகுதிகளிலும் எவ்வாறு பங்கிடப் பட்டுள்ளது என்பதனைப் படம் 13-2-லிருந்து அறியலாம். உலகம் முழுவதற்கும் வருடாந்திர சராசரி வீழ்ப்படிவாதலின் அளவு 975 மி. மீட்டர் எனக் கணக்கிடப்பட்டுள்ளது. இதில் அடங்கிய நீரின் கனஅளவு 4,971×10" கனமீட்டர். ஈரப்பதன் குறைந்த நிலப்பகுதிகளில் வருடாந்திர வீழ்ப்படிவாதலின் அளவு 26 அங்குலம்; ஆனால் கடல்பரப்பில் அதன் அளவு 44 அங்குலமாகும்.



படம் 13-3

மழைப் பங்கீடு

வெப்ப மண்டலப்பகுதியில் வீழ்படிவாதல் மிகையாக உள்ளது. (சுமார் 70 முதல் 80 அங்குலம் வரை) குறிப்பாக புவிநடுக்கோட்டி லிருந்து 10° மேலும், கீழும் உள்ள பகுதிகளில் இது மிகையாகும். இப்பகுதியில் காற்று உயர்ந்த வெப்பநிலையில் உள்ளது. அதனால் அங்குள்ள காற்று அதிக ஈரத்தை ஈர்க்கும் சக்தி கொண்டுள்ளது. இதன் காரணமாக இப்பகுதியில், நிறைந்த மழை பெய்கிறது. ஆனால் இதற்கு விதிவிலக்கான சில இடங்களும் உண்டு. உதாரண மாக, சிலியன் பாலைவனத்தில் வருடாந்திர சராசரி மழையின் அளவு 0·05 அங்குலமாகும். ஆப்பிரிக்காவிலுள்ள சகாரா பாலை

வனத்தை மழையே இல்லாத பகுதி எனக்கொள்ளலாம். பொதுவாகப் புவிநடுக்கோட்டிலிருந்து துருவப்பகுதிக்குச் செல்லச் செல்ல வீழ்ப்படிவாதலின் அளவும் குறைந்து கொண்டே போகிறது. (படம் 13-3). 20° வடக்கிலும், தெற்கிலும் உள்ள பகுதிகளில் (துணைவெப்பமண்டலப் பகுதிகள்) மழையின் அளவு 32 முதல் 36 அங்குலம்வரை மாறுபடுகிறது. துணை வெப்பமண்டலத்திலிருந்து, துருவப்பகுதிக்குச் செல்லச் செல்ல மழையின் அளவு மறுபடியும் அதிகமாகிறது. அதாவது 40° முதல் சுமார் 55° வரையுள்ள பகுதிகளில் மழையின் அளவு 40 முதல் 50 அங்குலம் வரை இருக்கிறது. இப்பகுதிகளில், தென்கோளப் பகுதியில், வடகோளப் பகுதியைவிட சராசரியாக அதிக மழை பெய்கிறது. காரணம், வடகோளத்தின் இப்பகுதிகளில் பல பாலைவனங்கள் இருப்பதே யாகும். மேற்கூறிய குறுக்குக்கோட்டுப் பகுதியிலிருந்து, 75° குறுக்குக் கோட்டுப்பகுதிவரை வீழ்ப்படிவாதல் குறைந்து கொண்டே போகிறது. கடைசியில் துருவப்பகுதிகளில் மழையின் அளவு சுமார் 10 அங்குலத்திற்கும் குறைவாக இருக்கிறது.

வெப்பதட்பநிலையின் உட்கூறுகளினுல் அடுத்த முக்கியமானது ஈரப்பதனுகும். ஈரப்பதன் ஒரு பகுதியின் வெப்பதட்ப நிலையைப் பொறுத்துப் பெரிதும் மாறுகின்றது. நிலப்பரப்பிலுள்ள காற்றுக் குவியலின் ஈரப்பதன் குறைவாகவும், நீர்ப்பரப்பின் மேலுள்ள காற்றுக்குவியலின் ஈரப்பதன் அதிகமாகவும் இருக்கும். ஓரிடத்தின் பனிநிலை குறைவென்ருல், ஒப்பு ஈரப்பதனும் குறைவு என்று பொருள். ஒப்பு ஈரப்பதன் குறைவென்ருல் காற்றில் உள்ள நீராவியின் அளவு குறைவு என்று பொருள். அந்த இடத்தின் வெப்பநிலை அதிகம் எனக் கொண்டால் ஆவியாதல் துரிதமாக நடைபெறும். அதனுல் குளிர்ச்சி ஏற்படும். ஆகையால் வெப்பநிலை அதிகமாக இருந்தாலும் இது மிக இனிமையான வெப்பதட்ப நிலையைக் கொடுக்கிறது. ஓரிடத்தின் பனிநிலை அதிகமென்ருல், ஒப்புஈரப்பதனும் அதிகம் என்று பொருள். ஒப்புஈரப்பதன் அதிகமென்ருல், ஏற்கனவே காற்றில் நீராவி அதிக அளவில் உள்ளது என்பது பொருள். ஆகையால் அந்த இடத்தில் வெப்பநிலை அதிகமானுலும் ஆவியாதல் துரிதமாக நடைபெருது. ஆகையால் குளிர்ச்சி ஏற்படாது இதனுல் ஈரப்பதன் அதிகமாக இருந்தாலும், வெப்பதட்பநிலை மோசமாக இருக்கும். உதாரணமாகப் புலோரிடாப் பகுதியின் வெப்பநிலை, 95°F; ஒப்புஈரப்பதன் 53%; பனிநிலை 75°F. ஆகையால் ஆவியாதல் மிகக் குறைந்த வேகத்தில் நடைபெறும். ஆனுல் நியூமெக்ஸிகோவின் வெப்பநிலை 95°F; ஈரப்பதன் 22%; பனிநிலை 50°F. இங்கு ஆவியாதல்

துரிதமாக நடைபெறுவதால் மிகவும் இனிமையான வெப்பதட்ப நிலை இருக்கிறது.

காற்றின் ஈரப்பதன், தாவரங்களுக்கு மிகவும் அவசியமான தொன்றாகும். வெப்பநிலை அதிகமாகவும், ஈரப்பதன் குறைவாகவும் உள்ள நிலைகளில் தாவரங்கள் அவைகளின் இலைகளின் வாயிலாகப் பெரும்பான்மையான ஈரத்தை இழந்து விடுகிறது. தாவரங்கள் இவ்வாறு இழக்கும் ஈரத்தைத் தம் வேர்களின் உதவியாலும், இன்னும் வேறுபல வழிகளிலும் திரும்பப் பெறுகின்றன. அவ்வாறு பெறமுடியாத தாவரங்கள் மடிந்து விடுகின்றன.

மேகங்களும், ஓரிடத்தின் வெப்பதட்பநிலைகளை மாற்றுகின்றன. ஒவ்வொரு வகை மேகமும் ஒவ்வொரு வகையில் வெப்பதட்பநிலைகளை மாற்றுகின்றது. உதாரணமாக, சிர்ரஸ்மேகங்கள், சூரியனிடமிருந்து பூமியை அடையும் ஒளியின் அளவைக் குறைப்பதில்லை. ஆனால் பூமியை ஒட்டியுள்ள மேகங்கள் பெருமளவு சூரியஒளி பூமியை அடையாமல் தடுத்து விடுகிறது. வெப்பமண்டலத்திலுள்ள கியூமுலஸ்மேகங்கள் சூரியஒளியைப் பெரும்பாலும் தடை செய்வதில்லை. ஆனால், அம்மேகங்கள் திடநிலையில் இருக்கும் போது (அதாவது பனிபடிகங்களைக் கொண்டிருக்கும் போது) ஓரளவு சூரியஒளியைப் பூமியில் விழாமல் தடுக்கிறது. இதன் காரணமாக அப்பகுதியின் வெப்பதட்பநிலை மாறுபாடு அடைகின்றது.

13-5. வெப்பதட்பநிலைப் பிரிவுகள்

இந்தப் பிரிவுகளைச் செய்ய முதலில் பல பகுதிகளையும் தனித் தனியே ஆய்தல் வேண்டும். அவ்வாறு ஆய்ந்து ஒரே இயல்புகளைக் கொண்ட பல பகுதிகளையும் தனித்தனிப் பிரிவில் அடக்கவேண்டும். இப்பொழுது இப்பிரிவுகளின் பொதுவான இயல்புகளை ஒப்பிட்டுப் பார்ப்பது எளிதாக இருக்கும். ஒவ்வொரு பகுதியின் வெப்பதட்ப நிலையும் அதன் பல உட்கூறுகளின் மாறுபாட்டைப் பொறுத்திருக்கிறது. ஆகையால் பல பகுதிகள் ஒரே இயல்புடையனவாக இருப்பது அரிது. பின்னால் விளக்கப்போகும் பிரிவுகள் அனைத்தும் மனிதனால் உண்டாக்கப்பட்டவை. இருப்பினும், அப்பிரிவுகள், சிறுபிள்ளைத்தனமாகவோ அல்லது விளையாட்டுத்தனமாகவோ உண்டாக்கப்பட்டவை என்று யாரும் கூறுதல் இயலாது.

பூமியின் வெப்பதட்பநிலை பல வகைகளில், பல பிரிவுகளாகப் பிரிக்கப்படுகின்றன. ஒவ்வொரு முறையும் ஒரு விதத்தில் சிறப்பு வாய்ந்ததாகும். அதேபோல், ஒவ்வொரு பிரிவும், ஏதேனும் ஒரு

இயல்பை மிகச் சிறப்பாக விளக்கும் தகுதி பெற்றிருக்கிறது. ஆகையால், ஒரு குறிப்பிட்ட பிரிவுதான் மிகைச் சிறப்புடையது எனக் கூறுதல் இயலாது. ஆயிரக்கணக்காக உள்ள சிறுசிறு பகுதிகளில் ஒரே இயல்புடைய பகுதிகளை ஒன்று சேர்த்து, எண்ணிக்கையில் குறைந்த சில பெரும் பிரிவுகளில் அடக்குவதுதான், வெப்பதட்பநிலை ஆய்வாளர்களின் முக்கிய குறிக்கோள் ஆகும். வெப்பதட்பநிலைகள் பிரிக்கப்படும் பல முறைகளில் சில முறைகளைக் கீழே காண்போம்.

1. **வெப்பநிலையைமட்டும் அடிப்படையாகக் கொண்டு பிரித்தல்:** இது மிகவும் பொதுவான பிரிவாகும். பூமியின் ஒவ்வொரு கோளமும் மூன்று பகுதிகளாகப் பிரிக்கப்படுகின்றன. புவிநடுக்கோட்டுப்பகுதியும், அதற்குத் தெற்கிலும் வடக்கிலும் உள்ள குறைந்த குறுக்குக்கோட்டுப் பகுதிகளும் ஒரு பிரிவில் அடங்கும். இப்பகுதியில் வருடம் முழுவதும் வெப்பநிலை அதிகமாகவே இருக்கும். ஆகையால் இப்பகுதிக்குக் குளிர்காலமற்ற வெப்பமண்டலப்பகுதி என்று பெயர். அதேபோல உயர்ந்த குறுக்குக்கோட்டுப்பகுதிகள் மற்றொரு பிரிவில் அடங்கும். இப்பகுதிகளில் எப்பொழுதும் வெப்பநிலை மிகக் குறைவாக இருப்பதால், இதற்கு வெப்பகாலமற்ற துருவப்பகுதிகள் என்று பெயர். இவ்விரண்டு பகுதிகளுக்கும் இடைப்பட்ட பகுதிகள் அதாவது நடுக்குறுக்குக்கோட்டுப்பகுதிகள், மூன்றுவது பிரிவில் அடங்குகின்றன. இங்கு, ஒரு பருவத்தில் வெப்பமாகவும் மற்றொரு பருவத்தில் குளிராகவும் இருக்கும். இதற்குத் துணை வெப்பமண்டலப்பகுதி என்று பெயர்.

2. **கோப்பன் பிரிவு (Koppen classification):** இது வெப்பநிலையையும், வீழ்ப்படிவாதலையும் அடிப்படையாக வைத்துப் பிரிக்கப்பட்டது. முன்பு கூறப்பட்ட பிரிவில் வெப்பநிலை மட்டும் கருதப்பட்டது. ஆனால் பொதுவாக ஒரு பகுதியின் வெப்பதட்பநிலையை எல்லா உட்கூறுகளும் மாற்றுகின்றன. ஆகையால், பூமியை வெப்பதட்ப நிலைக்கேற்றவாறு பிரிக்கும்போது, எல்லா உட்கூறுகளையும் கணக்கில் சேர்க்கவேண்டும். கோப்பன் என்பவர் வெப்பநிலையையும், வீழ்படிவாதலையும் அடிப்படையாகக் கொண்டு பூமியைப் பல வெப்பதட்பநிலைப் பகுதிகளாகப் பிரித்தார். இந்த கோப்பன் பிரிவுதான் தற்காலப் பிரிவுக்கு அடிப்படையாக அமைகின்றது. இம்பிரிவில் பல குறைபாடுகள் இருந்தாலும், பூமியின் முக்கிய வெப்பதட்பநிலைப் பகுதிகளை நன்கு விளக்குகின்றது. மேலும், இப்பிரிவு, வெப்பதட்பநிலைகள் 'தாவரங்களின் வாழ்க்கையில்' என்னென்ன விளைவுகளை ஏற்படுத்துகின்றன

என்பதை அடிப்படையாகக் கொண்டது. ஆகையால், 'உயர்ந்து வளரும் பயிர்ப்பகுதி' 'வசந்தகாலக் கோதுமைப்பகுதி' போன்ற சொற்கள் இப்பிரிவில் பயன்படுத்தப்படுகின்றன. மேலும், தாவரங்களுக்கும் வெப்பதட்பநிலைக்கும் உள்ள நெருங்கிய தொடர்பையும் நாம் நன்கு அறியலாம். இப்பிரிவைப்பற்றி மிக விளக்கமாக பின்பு காணலாம்.

3. தார்ன்வைட் பிரிவு (Thornwaite classification): தார்ன்வைட் என்பவர் 1931—'33-ல் ஒரு பிரிவையும், 1948-ல் மற்றொரு பிரிவையும் வெளியிட்டார். 1931—'33-ல் வெளிவந்த பிரிவில் கோப்பன் பிரிவைப்போல, தாவரங்களின் வாழ்க்கை, மண்ணின் தன்மை முதலியனவற்றை அடிப்படையாகக்கொண்டு வெப்பதட்ப நிலைப்பகுதிகளின் எல்லைக்கோடுகள் தீர்மானிக்கப்பட்டன. இப்பிரிவில் பங்குகொள்ளும் உட்கூறுகள், வெப்பநிலை, வீழ்படிவாதல், ஆவியாதல் (இது காற்றோட்டம், ஈரப்பதன், வெப்பநிலை முதலியனவற்றைப் பொருத்ததாகும்) முதலியனவாகும். ஒரு மாதத்தில் ஏற்பட்ட மொத்த வீழ்படிவாதலின் அளவையும் (P), ஆவியாதலின் அளவையும் (E) கொண்ட விகிதத்தைக் (P/E) கணக்கிட்டார். இதற்கு வீழ்படிவாதல் விளைவளவு (precipitation effectiveness) என்று பெயர். இது தாவரங்களின் வளர்ச்சிக்குத் துணைபுரிவதாகும். பன்னிரண்டு மாத P/E விகிதத்தின் கூட்டுத் தொகைக்கு P/E காட்டி (index) என்று பெயர். இதனை அடிப்படையாக வைத்து வெப்பதட்பநிலைகள் பல பிரிவுகளாகப் பிரிக்கப்பட்டன.

1948-ல் வெளிவந்த பிரிவும் மேற்கூறிய அதே மூன்று உட்கூறுகளை அடிப்படையாகக் கொண்டதே. ஆனால், இவை வேறு ஒரு அடிப்படையில் பயன்படுத்தப்படுகின்றன. உதாரணமாக, 1931-ல் வெளிவந்த பிரிவில் தாவரங்கள் வெப்பதட்பநிலைகளை அறியும், வானிலைக் கருவிகளாகப் பயன்படுத்தப்பட்டன. ஆனால் 1948-ல் வெளிவந்த பிரிவு தாவரங்கள் 'எவ்வாறு மண்ணிலுள்ள நீரைக் காற்றுமண்டலத்திற்கு மாற்றுகின்றன' என்ற பௌதிக மாறுதலை அடிப்படையாகக் கொண்டதாகும். வீழ்படிவாதலுக்கு மேகங்கள் இயந்திரமாக அமைவதுபோல, இப்பிரிவில், ஆவியாதலுக்குத் தாவரங்கள் இயந்திரமாகப் பயன்படுத்தப்படுகின்றன. பூமியின் மேற்பரப்பில் ஆவியாதல் காரணமாகவும், தாவரங்களில் உண்டாகும் நீராவிபோக்கினாலும் ஏற்படும் மொத்த நீர் இழப்பிற்கு ஆவி நீராவிப்போக்கு (evapo transpiration) என்று பெயர். வெப்பதட்பநிலைப் பகுதிகளின் எல்லைக்கோடுகள் வீழ்படிவாதலையும், மேற்கூறிய ஆவி நீராவிப்போக்கு வெளிவிடுதல் அளவையும் ஒப்பிட்டு நிர்ணயிக்கப்படுகின்றன.

4. ஃப்ளான் பிரிவு (Flohn classification) : கோப்பன், தார்ன் வைட் முதலியவர்களின் பிரிவுகளின் திருப்திகொள்ளாத ஃப்ளான் என்பவர் ஒரு புதிய பிரிவை உருவாக்கினார். இப்பிரிவு அவர் பெயராலேயே வழங்கப்படுகிறது. இதற்குத் தோற்றுவாய் வெப்ப தட்பநிலைப்பிரிவு (origin or genetic classification of climate) என்றும் பெயர். இதற்கு முன்பு கூறப்பட்ட பிரிவுகள் வெறும் அனுபவ விதிகளை (empirical laws) வைத்துப் பிரிக்கப்பட்டவையாகும். இந்தப் பகுதிகளின் எல்லைக்கோடுகள் தாவரங்களில் ஏற்படும் விளைவுகளைக்கொண்டு தீர்மானிக்கப்படுகின்றன. அதாவது வெறும் காட்சிப் பதிவுகளை (observations) வைத்துப் பிரிவுகள் பிரிக்கப்படுகின்றன. ஜெர்மனியைச் சார்ந்த ஃப்ளான் என்பவர், வெவ்வேறு வெப்பதட்பநிலை வகைகளைப் பூகோளப் பகுதிகளுடனோ அல்லது குறிப்பிட்ட காற்றோட்டங்கள், காற்றுக் குவியல்கள், அழுத்த அமைப்புகள் முதலியவற்றுடனோ, இணைத்துப் பகுதிகளைப் பிரிக்கவேண்டும் என்று கூறினார். மேலும் வெப்பதட்ப நிலையின் பௌதிகக் காரணங்களையும் அடிப்படையாக வைத்துக் கொள்ளவேண்டும் என்றும் கூறினார். இதுவரை பலவகைகளிலும் முழுமைபெற்ற தோற்றுவாய் வெப்பதட்பநிலைப்பிரிவு வரவில்லை. ஃப்ளான், ஒரு கற்பித மண்டலத்தின் அடிப்படைப் பிரிவுகளை விளக்கிக்காட்டினார். இதனை விளக்கும் உலகப்படம் இதுவரை வெளிவரவில்லை. இதனைப்பற்றி மேலும் சில உண்மைகளைப் பின்பு அறியலாம்.

5. தற்கால வெப்பதட்ப நிலைப்பிரிவு : இப்பிரிவு பூகோள ஆய்வாளர்களின் தேவைகளைப் பூர்த்தி செய்யும்வண்ணம் அமைந்திருக்கிறது. மேலும் இதிலடங்கிய வெப்பதட்பநிலைகளின் எண்ணிக்கையும் மிகக் குறைவாகும். வெறும் எண்களை அதிகமாக்கிக் கொண்டே போனால், வெப்பதட்ப நிலையின் அம்சங்கள் மறைந்துவிடும். இம்முறை மேற்கூறிய எல்லா முறைகளின், கலப்படமாகும். இதன் பொதுவான அம்சங்கள் பின்வரும் பகுதியில் கொடுக்கப்பட்டிருக்கின்றன.

13·6. கோப்பன் பிரிவு

இது வானிலை ஆய்வாளர்களுக்கு, மிகவும் பழக்கப்பட்ட பிரிவாகும். மேலும் இப்பிரிவு அதிகம் பழக்கத்தில் இருப்பதாகும். ஆகவே இதனைப் பற்றிச் சிறிது விளக்கமாக ஆய்தல் அவசியமாகும். இது ஐந்து முதன்மைப் பிரிவுகளையும், பதினொன்று துணைப்பிரிவுகளையும் கொண்டது. இவைகள் அட்டவணை 13-1-ல் கொடுக்கப்பட்டுள்ளன. உலகப்படத்தில் (படம் 13-4) இந்த வெப்பதட்ப நிலைகள் குறிக்கப்பட்டுள்ளன.

அட்டவணை 13-2

கோப்பன் பிரிவு

வரிசை எண்	முதன்மைப் பிரிவுகள்	குறிக்கும் அடையாளம்	துணைப் பிரிவுகள்	குறிக்கும் அடையாளம்
1.	வெப்பமான மழை நிறைந்த வெப்பதட்ப நிலை	A	1. வெப்பமண்டல மழைக் காடு வெப்பதட்ப நிலை.	Af.
			(பருவக்காற்று மலைக் காடு வெப்பதட்பநிலை)	(Am)
			2. வெப்பமண்டல சாவன்னா வெப்பதட்பநிலை (Savanna)	Aw.
2.	வறட்சியான வெப்பதட்ப நிலை	B	3. ஸ்டெட்பி (Steppe) வெப்ப தட்பநிலை	Bs
			4 பாலைவன வெப்பதட்ப நிலை.	BW
3.	மத்திம வெப்பநிலை ஈரமான வெப்பதட்ப நிலை	C	5. வறட்சியான குளிர்காலத்தைக் கொண்ட வெப்பமான வெப்பதட்ப நிலை	Cw
			6. வறட்சியான கோடை காலத்தைக் கொண்ட வெப்பமான வெப்பதட்பநிலை	Cs
			7. ஈரமான வெப்பநிலை மிகுந்த வெப்பதட்பநிலை	Cf
4.	குளிர்ந்த ஈர வெப்பதட்ப நிலை	D	8. வறட்சியான காலமற்ற குளிர்ந்த வெப்பதட்பநிலை	Df
			9. வறட்சியான குளிர் காலத்தைக் கொண்ட குளிர்ந்த வெப்பதட்பநிலை	Dw
5.	துருவவெப்ப தட்பநிலை	E	10. துன்ரா (Tundra) வெப்ப தட்பநிலை	ET
			11. பனிப்படிவு வெப்பதட்ப நிலை	EF

ஐந்து முதன்மைப் பிரிவுகளும் A, B, C, D, E என்ற பெரிய எழுத்துகளால் குறிக்கப்படுகின்றன. A, C, D பகுதிகளிலுள்ள

படம் 13-4

உலகின் வெப்பதட்பநிலை (கோப்பனின் பிரிவு)

f என்ற அடையாளம் 'வறட்சிக் காலம் இல்லாததை'க் குறிக்கிறது; *w* என்ற அடையாளம் 'குளிர்காலத்தில் நிலவும் வறட்சிப்

பருவத்தைக் குறிக்கிறது (winter dry) C பிரிவிலுள்ள s என்ற அடையாளம், கோடைக்காலத்தில் நிலவும் வறட்சிப் பருவத்தைக் குறிக்கிறது (summer dry). B என்ற பிரிவில் S என்ற அடையாளம் மித வறட்சியைக் (Steppe or semiarid) குறிக்கிறது. W என்ற அடையாளம் பாலைவன வறட்சியைக் (ஜெர்மன் மொழியின் Wriste desert என்ற வார்த்தையிலிருந்து வருவது) குறிக்கிறது. E என்ற பிரிவிலுள்ள T என்ற அடையாளம் சிறிதளவு தாவரங்கள் உடைய பகுதியையும் F என்ற அடையாளம் மூடுபனி நிறைந்த தாவரங்கள் அற்ற பகுதியையும் குறிக்கின்றன. அடைப்பில் கொடுக்கப்பட்டுள்ள Am என்ற பிரிவு, அடிக்கடி ஏற்படாத வெப்ப தட்பநிலையாகும். ஆகையால் இதை, ஒரு தனிப் பிரிவாகக் கருதுவதில்லை. *m* என்ற அடையாளம் பருவக்காற்றைக் monsoon) குறிக்கிறது

13-7. வெப்பமான மழைநிறைந்த வெப்பதட்பநிலை (A—Climate)

இது பொதுவாக வெப்பமும் மழையும் நிறைந்த பகுதியாகும். இது இரண்டு துணைப்பிரிவுகளைக் கொண்டது. இவை அட்டவணை 13-1-ல் கொடுக்கப்பட்டுள்ளன. இவற்றின் இயல்புகளை இங்கு பார்ப்போம்.

1. வெப்பமண்டல மழைக்காடு வெப்பதட்பநிலை (Af—Climate) இது புவிநடுக்கோட்டை ஒட்டி வடக்கிலும் தெற்கிலும் உள்ள டால்டிரம் பகுதியில் (0° முதல் 10° அல்லது 15° வரையுள்ள குறுக்குக்கோட்டுப் பகுதியில்) நிலவுகிறது. தென் அமெரிக்காவில் உள்ள அமேசான் பள்ளத்தாக்கும், ஆப்பிரிக்காவில் உள்ள காங்கோப் பள்ளத்தாக்கும், கிழக்கிந்தியத் தீவுகளும், பிலிபைன் தீவுகளும் இவ் வெப்பதட்பநிலைகளை உடைய இடங்களாகும். இப் பகுதியில் வெப்பநிலை எப்பொழுதும் மிக அதிகமாகவே இருக்கும். மிகக் குளிர்ந்த மாதத்தின் வெப்பநிலை 64·4°F (18°C)க்கும் அதிகமாக இருக்கும். வருடாந்திர வெப்பநிலை நெடுக்கம் மிகக் குறைவாகும் (5°F). ஆனால் அன்றாட வெப்பநிலை நெடுக்கம் 15° முதல் 20° வரை மாறுபடுகிறது. வருடம் முழுவதும் மழையின் அளவு மிகமிக அதிகமாகும். மிகவும் வறட்சியான மாதத்தில்கூட 6 செ.மீ. (2·4 அங்குலம்) மழைபெய்கிறது. வருடத்திற்குக் குறைந்தது 60 அங்குல மழைபெய்கிறது. வறட்சியான பருவம் இருப்பதில்லை. பொதுவாக சூரியன் உச்சியில் இருக்கும் சமயங்களில் மழை மிக அதிகமாகப் பெய்கிறது.

பூமியில் உள்ள எல்லாப் பகுதிகளைக் காட்டிலும், இப்பகுதியில்தான் தாவரங்கள் மிகையாக வளர்கின்றன. இங்கு மிக

அடர்ந்த காடுகள் காணப்படுகின்றன. தென்னை, வாழை, ரப்பர் முதலிய வாணிகச் சிறப்புவாய்ந்த பல மரங்கள் இங்கு வளர்கின் றன. மிக அடர்ந்த காடுகள் இருக்கின்ற காரணத்தால் இப் பகுதி களில் போக்குவரத்து மிகவும் கடினமாகும். ஆகையால் பெரிய நதிகளின் வாயிலாகத்தான் போக்குவரத்து நடைபெறுகிறது. மண், விவசாயம் செய்கின்ற அளவுக்கு, வளமுடையதன்று. காரணம், பெரும் மழையானது தாவர வளர்ச்சிக்கு வேண்டிய மண்ணின் முக்கிய தாதுப்பொருள்களை, அடித்துச் சென்றுவிடு கிறது. இப் பகுதிகளில் வெள்ளையர்கள் (ஐரோப்பியர்கள்) வாழ்தல் மிகக் கடினமாகும். காரணம், இங்குள்ள தாளமுடியாத வெப்பம் அவர்களின் ஆற்றலைக் குறைத்துப் பலவீனப்படுத்தி விடுகிறது. வெப்பம் மிகையாக உள்ள சில நேரங்களில், பறவை களும், மிருகங்களும்கூட ஒலி எழுப்பமுடியாத நிலையை அடைந்து விடுகின்றன.

இந்த வெப்பதட்பநிலையில், வறட்சியான பருவம் இல்லை என்று முன்பு கூறப்பட்டது அப்படியானால் மழை எல்லா மாதங்களிலும் சமமாகப் பங்கீடு செய்யப்பட்டுள்ளது என்று பொருளல்ல. சில மாதங்களில் பெரும்பாலான நாட்களில் மழைபெய்யும். சில மாதங்களில் சிலநாட்களே மழை பெய்யும். இவை இரண்டையும் ஒப்பிட்டுப் பார்க்கும்பொழுது, மாதத்தில் சிலநாட்களே மழை பெய்யும் இம் மாதங்களை வறட்சியான பருவம் உள்ள மாதங்கள் எனக் கூறலாம். ஆனால் மழை பெய்யாத மாதமே இல்லையாகை யால் வறட்சியான பருவம் இல்லையென்று கூறப்படுகிறது இதற்கு உதாரணமாக, அமேசான் பள்ளத்தாக்கின் ஒரு பகுதியைக் கூறலாம் (அட்டவணை 13-2).

மேற்காணும் அட்டவணையிலிருந்து சில மாதங்களில் மழை அதிகமாகவும், சில மாதங்களில் குறைவாகவும் பெய்கிறது என்பதை அறியலாம். இதிலிருந்து ஒரே வருடத்தில் மழையின் அளவு மாதத்திற்கு மாதம் மாறுபடுகிறது என்பது தெரிகிறது. இதேபோல், மழையின் மொத்த அளவும் வருடத்திற்கு வருடம் பெரிதும் மாறுபடுகிறது. உதாரணமாக, இலங்கை, சிங்கப்பூர் முதலிய இடங்களின் வருட மொத்த மழையின் அளவு அட்டவணை 13-3-ல் கொடுக்கப்பட்டுள்ளது. இதிலிருந்து சில வருடங்களில் மழை மிகக் குறைவாக இருப்பதைக் காணலாம். இதன் காரண மாக, பொதுவாக Af வெப்பதட்பநிலை மழை நிறைந்ததாக இருப் பினும், சில வருடங்களில் பஞ்சம் உண்டாகிறது.

Af என்ற வெப்பதட்பநிலைக்கு உதாரணமாக, அட்டவணை 13-4-ல் இரண்டு இடங்களின் வெப்பநிலைகளும், மழையின் அளவுகளும் கொடுக்கப்பட்டுள்ளன.

அட்டவணை 13-3

அமேசான் பள்ளத்தாக்கின் ஒரு பகுதியில் மழை அளவும் மழை பெய்யும் மொத்த நாட்களும்

மாதம்	மழை அளவு	மழை பெய்யும் நாட்கள்
ஜனவரி	12·68	26·8
பிப்ரவரி	13·90	26·1
மார்ச்சு	13·94	28·2
ஏப்ரல்	13·07	26·4
மே	9·45	22·6
ஜுன்	5·87	20·5
ஜுலை	5·24	18·5
ஆகஸ்ட்	4·72	16·2
செப்டம்பர்	3·70	15·4
அக்டோபர்	3·35	12·6
நவம்பர்	2·13	10·3
டிசம்பர்	5·98	19·5
மொத்தம்	94·03	243·1

2. வெப்பமண்டல சாவன்னா வெப்பதட்பநிலை (Aw—Climate)

இது புவிநடுக்கோட்டைச் சுற்றியுள்ள டால்டிரம் பகுதிக்கும், வியாபாரக் காற்று வீசும் பகுதிக்கும் இடைப்பட்ட பகுதிகளில்

அட்டவணை 13-4

இலங்கை, சிங்கப்பூர் முதலிய இடங்களின் வருடாந்திர மொத்த மழை (அங்குலத்தில்)

இடத்தின் பெயர்	வறட்சியான வருடத்தில்	மழை மிகுந்த வருடத்தில்	சராசரி மழை
சிலோன்	51·6	139·7	83·8
சிங்கப்பூர்	32·7	158 7	92

நிலவுகிறது. (10° முதல் 15° அல்லது 20° வரை வடக்கிலும், தெற்கிலும் உள்ள குறுக்குக்கோட்டுப் பகுதி). இதில் வறட்சிப் பருவமும் இருப்பதால் இதை ஈர வறட்சி வெப்பதட்பநிலை (wet dry climate) எனக் கூறலாம். இங்கு வெப்பநிலை வருடம் முழுவதும் அதிகமாகவே இருக்கும். மிகக் குளிர்ந்த மாதத்தின் வெப்பநிலை 64·4°F (18°C)க்கும் அதிகமாகும். வருடாந்திர வெப்பநிலை நெடுக்கம் 5° முதல் 15° வரை மாறுபடும். Aw பகுதிகளில், மார்ச்சு, ஏப்ரல், மே ஆகிய மாதங்களில், ஜூன், ஜூலை மாதங்களை விட அதிக வெப்பமாக இருக்கும்.

இங்கு வருடத்தில், குறைந்தது ஒரு மாதம் வறட்சிப் பருவம் நிலவுகிறது. அந்த மாதத்தில் மழையின் அளவு 6 செ.மீ. (2·4 அங்குலம்)க்கும் குறைவாக இருக்கும். பொதுவாக இதன் வருடாந்திர மொத்த மழையின் அளவு Af பகுதியிலிருப்பதை விடக் குறைவாகும். இது 40 அங்குலம் முதல் 60 அங்குலம் வரை மாறுபடுகிறது. இந்த அளவு, வருடத்திற்கு வருடம் மாறுபடுகிறது. சில வருடங்கள், அதிக மழை காரணமாக, வெள்ளம் ஏற்பட்டுப் பயிர்கள் சேதமடையும். கானான், பயிர்களைத் தின்னும் பூச்சி புழுக்களும் இப்பொழுது நிறைந்து காணப்படும். ஆனால், இதற்கும் அடுத்த ஆண்டு மழை மிகக் குறைவாக இருக்கலாம். அப்பொழுது பஞ்சமும் ஏற்படலாம். உதாரணமாக இந்தியாவிலுள்ள நாக்பூரில், 30 வருடங்களின் மழைஅளவு வேறுபாட்டை படம் 13-4-லிருந்து அறியலாம். இதிலிருந்து Af பகுதிகளைவிட, Aw பகுதிகளில் வருடாந்திர மழையின் மாறுபாடு மிக அதிகமென அறிகிறோம்; இதுவே Aw பகுதியின் முக்கிய இயல்பாகும்.

'சாவன்ஞ' என்ற வார்த்தை அமெரிக்க—இந்தியத் தோற்று வாயைக் கொண்டது. இந்த வார்த்தையின் பொருள் 'மரங்கள் இல்லாத சமவெளி' என்பதாகும். இப்பகுதி புல்வெளிகள் நிறைந்

அட்டவணை 13 5

மாதம்	ஜியார்ஜ் டவுன், பிரிட்டிஷ் கயாஞ, தென் அமெரிக்கா (குறுக்குக் கோடு 7° வடக்கு)		நியூ ஆன்டிலெவ், பெல்ஜியன் காங்கோ, ஆப்ரிக்கா (குறுக்குக் கோடு 2° வடக்கு)	
	வெப்ப நிலை (°F)	மழை அளவு (அங்குலத்தில்)	வெப்ப நிலை (°F)	மழை அளவு (அங்குலத்தில்)
ஜனவரி	79	7·9	79	4·1
பிப்ரவரி	79	4·6	80	3 5
மார்ச்சு	80	7·2	79	4·1
ஏப்ரல்	81	6·0	78	5·6
மே	81	11·1	79	6 2
ஜூன்	80	11·7	78	6·1
ஜூலை	81	9·9	76	6·3
ஆகஸ்டு	81	6·5	76	6·3
செப்டம்பர்	82	3·1	77	6.3
அக்டோபர்	82	2·9	77	6·6
நவம்பர்	82	6·7	78	2·6
டிசம்பர்	80	11·1	78	9·3
		88·7		67·0
சராசரி	81		78	
நெடுக்கம்	3		4	

தது. மரங்களும் அங்கும் இங்குமாக அடர்த்தியற்றுக் காணப்படும்; மண் மிகவும் செழிப்பானது. ஆகையால் நீர்ப்பாசன வசதி இருக்கும் இடங்களில், விவசாயம் மிகச் சிறப்பாக நடைபெறும். அரிசி, காப்பிக்கொட்டை, பருத்தி, கரும்பு முதலியன இப் பகுதிகளில் செழிப்பாக விளையும். தென் இந்தியா, கிழக்கு இந்தியா, வட ஆஸ்த்ரேலியா, மத்திய அமெரிக்காவின் சில பகுதிகள், பர்மா, தாய்லாந்து முதலியன இவ் வெப்பதட்பநிலைகளைக் கொண்ட பகுதிகளாகும்.

Aw பகுதியில் வறட்சியான பருவம் இருப்பதால் இது உடல் நலத்திற்கேற்ற, சிறந்த வானிலையைக் கொடுக்கிறது. 'சாவன்னு' வெப்பதட்பநிலையின், வானிலை இயல்புகளை விளக்க, ஆப்பிரிக்காவில் உள்ள சாம்பீஸியா என்ற பகுதியை எடுத்துக்கொள்வோம். இது புவிநடுக்கோட்டிற்கும் தெற்கே இருக்கிறது. (அதாவது தென்கோளப் பகுதியில்) ஏப்ரல் மாதத்திலிருந்து நவம்பர் மாதம் வரை இங்குக் குளிர்காலமாகும். (வறட்சியான பருவம்) இவை உடல் நலத்திற்குச் சிறந்த, வாழ்விற்கு இனிமையான வானிலையைக் கொண்ட மாதங்களாகும். இந்தச் சூழ்நிலையில் மக்கள் மிகச் சுறுசுறுப்புடன் இருப்பார்கள். வேட்டை ஆடுதல், சுற்றுலா மேற்கொள்ளுதல் ஆகியவற்றில் மக்கள் மகிழ்ச்சியாக ஈடுபடுவர். பூமி வறண்டுபோய் இருக்கும். மரங்களில் இலைகள் இருக்காது. ஆறுகளில் நீரின் அளவு குறைந்திருக்கும். மண்ணில் பல வெடிப்புகள் உண்டாகும். இயற்கை முழுவதும் அமைதியாக உறங்கிக் கொண்டிருப்பதைப் போன்ற தோற்றம் ஏற்படும்.

அக்டோபர் மாதத்தில் மிகையான வெப்பம் இருக்கும். அப்பொழுது மேகங்கள் உருவாகத் தொடங்கும். பல மாதங்களாக உறங்கிக் கிடந்த இயற்கை சில நாட்களில் உயிர்பெற்றுக் கொடிய அரக்கன் சினம்கொண்டு சீறிப் பாய்வதுபோல, இடி மின்னலுடன் கனத்த மழையைப் பொழிந்துதள்ளுகிறது. அப்பொழுது சூறைப்புயலும் மிகுதியாக இருக்கும். இதன்பின்பு மழை தொடர்ச்சியாகப் பெய்யும். நீர்ப்பாசன வசதி பெருகும். விவசாயத் தொழில் தொடங்கும். மரங்கள் கொழுந்துவிட்டுக் கிளைத்து வளரும். புல் பூண்டுகள் தளிர்க்கும். எல்லாஇடங்களிலும் பச்சைக் கம்பளம் விரித்தாற்போன்று, பசுமையாகக் காட்சியளிக்கும். விலங்குகளும் பறவைகளும் மகிழ்ச்சி ஆரவாரத்துடன் எழுச்சி மிகுந்து காணப்படும். இது ஏப்ரல்வரை நீடிக்கும். பின்பு மறுபடியும், அக்டோபர் அல்லது நவம்பர்வரை இயற்கையின் வலிமை குறையும். வடகோளத்திலுள்ள Aw பகுதிகளில், பருவங்கள் ஏற்படும் மாதங்கள் வேறுபடும். ஆனால் பொதுவாக வானிலை தென்கோளத்தில் இருப்பதுபோலவே இருக்கும்.

சாவன்னா வெப்பதட்பநிலைக்கு உதாரணமாகப் புளோரிடா பகுதியும், நமது நாட்டிலுள்ள சென்னை (தமிழ்நாடு), கல்கத்தா (மேற்கு வங்காளம்), பம்பாய் (மகாராஷ்டிரம்) முதலிய இடங்களையும் குறிப்பிடலாம். இவற்றின் மழைஅளவும், வெப்பநிலையும் அட்டவணை 13-5-ல் கொடுக்கப்பட்டுள்ளன.

அட்டவணை 13-6

மாதம்	புளோரிடா (குறுக்குக் கோடு—26° வடக்கு)		பம்பாய் (குறுக்குக் கோடு—19° வடக்கு	
	வெப்ப நிலை (°F)	மழை அளவு (அங்குலத்தில்)	வெப்ப நிலை (°F)	மழை அளவு (அங்குலத்தில்)
ஜனவரி	68	2 8	74	0 1
பிப்ரவரி	68	2 1	75	0
மார்ச்சு	71	2·5	78	0·1
ஏப்ரல்	74	3·2	82	0
மே	78	6·8	85	0·7
ஜூன்	80	7·0	82	20·6
ஜூலை	82	6 1	80	27·3
ஆகஸ்டு	82	6·3	79	16·0
செப்டம்பர்	81	9 0	79	11·8
அக்டோபர்	78	9·2	81	2·4
நவம்பவர்	73	2 8	79	0·4
டிசம்பர்	69	2·0	76	0
		59·8		79·4
சராசரி	75		79	
நெடுக்கம்	14		11	

மாதம்	கல்கத்தா (குறுக்குக் கோடு 10° 40′ வடக்கு)		சென்னை	
ஜனவரி	65	0·4	76	1·1
பிப்ரவரி	70	1·1	78	0·3
மார்ச்சு	79	1·4	81	0·3
ஏப்ரல்	85	2 0	85	0 6
மே	86	5 0	90	1·8
ஜூன்	85	11·2	90	2·9
ஜூலை	83	12·1	88	3·8
ஆகஸ்டு	82	11·5	86	4·5
செப்டம்பர்	83	9·0	85	4·8
அக்டோபர்	80	4·3	82	11·1
நவம்பர்	72	0·5	79	13·6
டிசம்பர்	65	0·2	77	5·3
		58·8		49·2
சராசரி	78		83·1	
நெடுக்கம்	21		...	

பருவக்காற்று மழைக்காடு (Am): Am என்ற பகுதி Af-க்கும் Aw-வுக்கும் இடைப்பட்ட வெப்பதட்பநிலையைக் கொண்டது. இதை ஒரு தனிப் பிரிவாகக் கருதுவதில்லை. இது Af-ன் நிறைந்த மழையையும், Aw-ன் பருவக்காற்றினால் உண்டாகும் மழையையும் கொண்டிருக்கின்றது. இதில் முக்கியமாகப் பங்குகொள்வது *mt* காற்றும். இப்பருவக் காற்றோட்டங்கள், பொதுவாக மழையை உண்டாக்குகின்றன. ஆனால் எப்பொழுதும் இவை மழையைக் கொடுக்கும் என்று கூறுதல் இயலாது. புவிநடுக்கோட்டிலிருந்து

அதிகத் தூரத்திலுள்ள பகுதிகளில் வருடாந்திர வெப்பநிலை நெடுக்கம் 12° முதல் 14° வரை இருக்கும். மிகையான மழைப் பருவம் தோன்றுவதற்கு முன்பு, வெப்பநிலை பெரும அளவு இருக்கும். இம்மாதிரி வெப்பதட்பநிலைக்கு உதாரணமாக இந்தியாவில்

அட்டவணை 13-7

மாதம்	கள்ளிக்கோட்டை (இந்தியா)		கொச்சி (இந்தியா)	
	வெப்பநிலை (°F)	(அங்குலத்தில்) மழை அளவு	வெப்பநிலை (°F)	(அங்குலத்தில்) மழை அளவு
ஜனவரி	77·8	0·3	81	0·8
பிப்ரவரி	79 8	0·2	82	0·8
மார்ச்சு	81·6	0·6	84	1·7
ஏப்ரல்	83·6	3·2	85	3·7
மே	83·1	9·5	84	11·4
ஜூன்	78·5	35·0	80	27·8
ஜூலை	76·7	29·8	79	25·3
ஆகஸ்டு	77·4	15·3	79	12·5
செப்டம்பர்	78·8	8·4	80	9·2
அக்டோபர்	79·1	10·3	80	12·9
நவம்பர்	79·5	4·9	81	6·7
டிசம்பர்	78·3	1·1	81	1·9
		118·6		114·7
சராசரி	79·5		81·3	
நெடுக்கம்	6·9		...	

உள்ள கொச்சி, கள்ளிக்கோட்டை, கங்கை-பிரம்மபுத்திரா நதிப் பகுதி ஆகியவைகளையும் மற்றும் வியட்நாம் வடக்கு பிலிபைன்ஸ் பகுதிகளையும் கூறலாம். அட்டவணை 13-6-ல் கொச்சி, கள்ளிக் கோட்டை ஆகிய இரண்டு இடங்களின், வெப்பநிலையும், மழையின் அளவும் கொடுக்கப்பட்டுள்ளன.

13-8. வறட்சியான வெப்பதட்பநிலை (B—Climate)

வறட்சியான வெப்பதட்பநிலை உள்ள பகுதிகளில் வீழ்படிவா தலைவிட, ஆவியாதல் அதிகமாக நடைபெறுகிறது. அதாவது பூமி யிலிருந்து ஆவியாகும் நீரின்அளவு, அங்கு பெய்யும் மழைநீரின் அளவைவிட, அதிகமாகும். இந்நிலையில் பூமியில் ஆறுகளோ, ஓடைகளோ தோன்றுதல் இயலாது. ஆனால் வேறொரு பகுதியில் இருந்துவரும் ஆறுகளும் ஓடைகளும் இப் பகுதியின் வாயிலாகக் கடந்துசெல்லலாம். ஒரு பகுதி தேவைக்கும் குறைவான தண்ணீ ரைக் கொண்டிருந்தால், (அதாவது வீழ்படிவாதலைவிட ஆவியாதல் அதிகமானால்) அதற்கு வறட்சியான பகுதி என்று பெயர். தேவைக் கும் அதிகமான தண்ணீரைக் கொண்டிருக்கும் பகுதிக்கு (அதாவது வீழ்படிவாதல் ஆவியாதலைவிட அதிகமானால்) ஈரப்பகுதி என்று பெயர். இதன் இரண்டு பிரிவுகளை அட்டவணை 13-1-ல் காணலாம். இவற்றின் இயல்புகள் கீழே கொடுக்கப்பட்டுள்ளன.

1. ஸ்டெப்பி வெப்பதட்பநிலை (Bs—Climate) : இது மித வறட்சிப் பகுதியாகும். இப்பகுதி 'சாவன்னா' பகுதிகளுக் கும். குறைந்த குறுக்குக்கோட்டுப் பகுதிகளிலுள்ள பாலை வனப் பகுதிகளுக்கும் இடையில் இருப்பதாகும் இப் பகுதியில் பெய்யும் மழைஅளவு வருடத்திற்கு 20 அங்குலத்திற்கும் குறைவா கும். மழையின்அளவு வருடத்திற்கு வருடம் பெரிதும் மாறுபடுவ தால் இங்கு நீர்ப்பாசன வசதியின்றி, விவசாயம் செய்தல் இயலாது. இங்கு ஆவியாதல், வீழ்படிவாதலைவிட அதிகமாக நடைபெறுகிறது. வெப்பநிலை மிகமிக அதிகமாக இருப்பதுடன் பெரும் மாறுபாடுகளையும் அடைகிறது. உதாரணமாக, வட ஆப்பிரிக்காவிலுள்ள ட்ரிப்போலி என்ற இடத்திலிருந்து ரஷ்யா வில் உள்ள ஸ்டாலின்கிராட் இடம்வரை, வெப்பநிலை பெரிதும் மாறுபடுகிறது. ஸ்டெப்பி என்றால் மரங்கள் அற்ற, உலர்ந்த புல்வெளியைக்கொண்ட பரந்த பகுதி என்று பொருள். இந்த வார்த்தை முதன்முதலில், தென்கிழக்கு ஐரோப்பாவிலுள்ள மரங்கள் அற்ற சமவெளிப் பகுதியையும் மேற்கு மத்திய ஆசியப் பகுதியையும் குறிக்க, ரஷ்யநாட்டுப் பூகோள ஆய்வாளர்களால் பயன்படுத்தப்பட்டது. இந்த வெப்பதட்பநிலையில் வளர்பவை உயரமற்ற புல் வகைகளே. ஆஸ்திரேலியாவின் பெரும் பகுதிகள்,

ஆப்பிரிக்காவின் வடக்கு, தெற்குப் பகுதிகள், தென் அமெரிக்கா வின் சில பகுதிகள் முதலியன ஸ்டெப்பி வெப்பதட்பநிலையைக் கொண்டவை. அட்டவணை 13-7-ல் ஸ்டெப்பி வெப்பதட்ப நிலைகளைக்கொண்ட சில இடங்களின் மழை அளவும் வெப்பநிலையும் கொடுக்கப்பட்டுள்ளன.

அட்டவணை 13-8

மாதம்	லர்கூர் (பாகிஸ்தான்)		ஜெய்ப்பூர் (இந்தியா)	
	வெப்ப நிலை (°F)	மழையளவு (அங்குலத்தில்)	வெப்ப நிலை (°F)	மழையளவு (அங்குலத்தில்)
ஜனவரி	53	0·9	61	0·4
பிப்ரவரி	57	1·0	65	0·3
மார்ச்சு	69	0·8	75	0·4
ஏப்ரல்	81	0·5	85	0·2
மே	89	0·7	92	0·6
ஜூன்	93	1·4	93	2·6
ஜூலை	89	5·1	86	8·3
ஆகஸ்டு	87	4·7	84	7·3
செப்டம்பர்	85	2·3	84	3·2
அக்டோபர்	76	0·3	80	0·3
நவம்பர்	63	0·1	70	0·1
டிசம்பர்	55	0·4	63	0·3
		18·1		24 0
சராசரி	75		78	
நெடுக்கம்	...		...	

2 பாலைவன வெப்பதட்பநிலை (BW—Climate): ஸ்டெப்பி பகுதிகளை அடுத்து, அவற்றை ஒட்டி இருப்பது பாலைவனப் பகுதியாகும். ஆனால் இதன் எல்லைக்கோடுகளைச் சரியாகத் தீர்மானிப்பது மிகவும் கடினமாகும். இப் பகுதிகளில், கோடை காலத்தில் வெப்பநிலை மிகமிக அதிகமாக இருக்கும். சில சமயங்களில் பூமிப் பரப்பின் வெப்பநிலை 200°F வரை இருக்கும். இங்கு மழையின்அளவு மிகக் குறைவு. சில இடங்களில் மழையே பெய்வதில்லை. ஆரிகா என்ற பகுதியில், 17 ஆண்டுகளில் 0·02 அங்குல மழையே பெய்திருக்கிறது. மூன்று முறைதான் அளக்கக்கூடிய அளவுக்கு மழைபெய்தது. இங்கு மிகுதியாக வளரக்கூடியது முள்நிறைந்த கள்ளிச் செடியே (cactus) ஆகும்.

இப் பகுதிகளில் அடர்த்தியற்ற. உயரமற்ற செடிகள் இருப்பதால், இங்குக் காற்றோட்டங்கள் தடையில்லாமல் மிக வேகமாக ஏற்படுகின்றன. இந்நிலையில் இது கடல்நீரை ஒக்கும். மேலும், பகலில் பூமியை ஒட்டியுள்ள பகுதிகளில் உள்ள காற்று மிக வேகமாக வெப்பமடைவதால் சலன முறையால், காற்று விரைவாக மாற்றப்படுகிறது. ஆகையால் பாலைவனத்தில் ஏற்படும் காற்றோட்டம் மிகவும் சக்திவாய்ந்தது. மேலும் இக் காற்றோட்டங்களில் பொடிமணலும் கலந்திருக்கும். ஆகையால், பாலைவனத்தில் பிரயாணம் செய்பவர்களின் கண், மூக்கு, தொண்டை முதலிய பகுதிகளில் பொடிமணல் படியும். இதன் காரணமாக மிகுந்த துன்பமும், தொல்லையும் ஏற்படும். பாலைவனத்தில் வீசும் பலத்த காற்றோடு பறந்துசெல்லும் கல்லும் மண்ணும் பாலைவனத் தரையைச் சாடி அரித்துப் பாலைவனத்திற்கே உரிய ஒரு தனி உருவ அமைப்பை உண்டாக்குகின்றன. அட்டவணை 13·8-ல் பாலைவன வெப்பதட்ப நிலைகளைக்கொண்ட இரண்டு இடங்களின் வெப்பநிலையும் மழைஅளவும் கொடுக்கப்பட்டுள்ளன.

கோப்பன் சமன்பாடுகள் : இவர் வறட்சியான வெப்பதட்ப நிலைக்கும், ஈர வெப்பதட்பநிலைக்கும் உள்ள வேறுபாட்டைக் (அதாவது எல்லைக்கோட்டை) கண்டுபிடிக்கப் பின்கண்ட சமன்பாடுகளைப் பயன்படுத்தினர்.

மழை ஒரே சீராகப் பெய்யும்பொழுது : $r = 0{\cdot}44t - 8{\cdot}5$ .... (13·1)

கோடைகாலத்தில் மழை மிகையாக இருக்கும்பொழுது : $r = 0{\cdot}44t - 3$ .... (13·2)

அட்டவணை 13-9

மாதம்	கராச்சி (பாகிஸ்தான்)		பாக்தாத் (ஈராக்)	
	வெப்ப நிலை (°F)	மழை அளவு (அங்குலத்தில்)	வெப்ப நிலை (°F)	மழை அளவு (அங்குலத்தில்)
ஜனவரி	65	0·5	49	1·2
பிப்ரவரி	68	0·5	54	1·3
மார்ச்	75	0·4	61	1·3
ஏப்ரல்	81	0·2	71	0·9
மே	85	0·1	81	0·2
ஜூன்	87	0·9	90	...
ஜூலை	84	2·9	95	...
ஆகஸ்டு	82	1·5	94	...
செப்டம்பர்	82	0·5	88	...
அக்டோபர்	80	...	80	0·1
நவம்பர்	74	0·1	63	0·8
டிசம்பர்	67	0·1	53	1 2
		7 6		7 0
சராசரி	78		73	
நெடுக்கம்	...		...	

குளிர்காலத்தில்
மழை மிகையாக
இருக்கும்பொழுது : $r = 0\ 44t - 14$ ....(13·3)

இதில் r என்பது வருடத்தில் பெய்யும் மழையின் அளவு (அங்குலத்தில்) t என்பது வருடத்தின் சராசரி வெப்பநிலை (ஃபாரன் ஹைட்டில்) வருடத்தில் பெய்கின்ற மழையின் அளவே மேற்கூறிய

இரண்டு வெப்பதட்பநிலைகளுக்கும் இடையே உள்ள எல்லையைத் தீர்மானிக்கிறது. வெப்பநிலை அதிகமானால் அது ஈர வெப்பதட்ப நிலையைக் குறிக்கும். எல்லையும் அதிகமாகும் என்பதனை மேற் கூறிய சமன்பாடுகளிலிருந்து அறியலாம். இதேபோல, கோப்பன், BW, BS பகுதிகளின் எல்லைகளை அறியக் கீழ்க்காணும் சமன்பாடு களைப் பயன்படுத்தினார்.

மழை ஒரே சீராகப் பெய்யும்பொழுது : $r = \frac{0{\cdot}44t - 8{\cdot}5}{2}$ ....(13·4)

கோடை காலத்தில் மழை மிகையாக இருக்கும்பொழுது : $r = \frac{0{\cdot}44t - 3}{2}$ ....(13·5)

குளிர்காலத்தில் மழை மிகையாக இருக்கும்பொழுது : $r = \frac{0{\cdot}44t - 14}{2}$ ....(13·6)

13-9. மத்திம வெப்பநிலை, ஈரமான வெப்பதட்பநிலை (C—Climate)

இது வெப்பமண்டல வெப்பநிலைக்கும், துருவப்பகுதி வெப்ப நிலைக்கும் இடைப்பட்ட வெப்பநிலையைக் கொண்டது. வெவ்வேறு இயல்புகளையுடைய, துருவப் பகுதியிலிருந்து வரும் காற்றுக்குவியல் களும் வெப்பமண்டலப் பகுதியிலிருந்துவரும் காற்றுக்குவியல் களும் இப்பகுதியில் சந்திக்கின்றன. இதனால், காற்றுமுகப்புகளும், புயல் ஏற்படும் சூழ்நிலைகளும் அடிக்கடி உண்டாவதால் இங்கு வானிலை அடிக்கடி மாற்றம் அடைகிறது. இப்பகுதியில் பனி பெய்கிறது. ஆனால் இது மிக அதிகமாக இருப்பதில்லை. பொது வாக, இதன் எல்லைக்கோடு புவிநடுக்கோட்டுப் பக்கமாக மேற்காக உள்ள B வெப்பதட்பநிலை வரையும், கிழக்குப்புறமாக A வெப்ப தட்பநிலை வரையும் நீடிக்கிறது. மேலும் இது, துருவப் பக்கமாக D வெப்பதட்பநிலைவரை செல்லுகிறது. இதன் மூன்று வேறுபட்ட மழைப் பருவங்களை அடிப்படையாகக்கொண்டு இப்பகுதி மூன்று துணைப் பிரிவுகளாகப் பிரிக்கப்படுகிறது (அட்டவணை 13-1).

1. வறட்சியான குளிர்காலத்தைக்கொண்ட வெப்பமான வெப்ப தட்பநிலை (Cw—Climate) : இது சாவன்னா நிலப்பகுதியைச் சேர்ந் தாற்போல் உள்ளது. இங்கு பொதுவாகப் பருவக்காற்றுகள் வீசு கின்றன. இதனால் இப்பகுதி கோடைகாலத்தில், ஈரமாகவும், குளிர்காலத்தில் வறட்சியாகவும் இருக்கும். சாவன்னா பகுதியை விட இது குளிர்ச்சியானது. மிகக் குளிர்ந்த மாதத்தின் சராசரி

வெப்பநிலை 64·4°F (18°C) முதல் 26·6°F (—3°C) வரை வேறுபடுகிறது. மிக வெப்பமான மாதத்தின் சராசரி வெப்பநிலை 50°F (10°C)க்கும் அதிகமாகும். இங்கு இரவு நேரங்களில் வெப்பமாகவும், புழுக்கமாகவும் இருக்கும். கோடைகாலத்தில் குளிர்காலத்தைவிட சுமார் 10 மடங்கு மழைபெய்கிறது. ஆகையால் குளிர்

அட்டவணை 13-10

மாதம்	அலஹாபாத் (இந்தியா)		காசி (இந்தியா)	
	வெப்ப நிலை (°F)	மழை அளவு (அங்குலத்தில்)	வெப்ப நிலை (°F)	மழை அளவு (அங்குலத்தில்)
ஜனவரி	61	0·7	60	0·7
பிப்ரவரி	66	0·5	65	0·6
மார்ச்சு	77	0·4	77	0·4
ஏப்ரல்	87	0·1	87	0·2
மே	93	0·3	91	0 6
ஜூன்	93	4·7	89	4·8
ஜூலை	86	12·0	84	12·1
ஆகஸ்டு	84	11·0	83	11 6
செப்டம்பர்	84	6·3	83	7·1
அக்டோபர்	79	2·3	78	2·1
நவம்பர்	69	0·3	68	0·2
டிசம்பர்	62	0·2	60	0·2
		38·8		64·3
சராசரி	78·5		77	
நெடுக்கம்	...		31	

காலம் கோடைகாலத்தைவிட வறட்சியாக இருக்கும். நல்ல மழை பெய்யும் கோடைகாலத்தில் தாவரங்கள் செழித்து வளர்கின்றன.

இந்தியாவில் உள்ள காசி, அலகாபாத் முதலிய இடங்களும், சீனாவில் உள்ள ஹாங்காங், அர்ஜென்டைனாவிலுள்ள பொலிவியா போன்ற பகுதிகளும், இந்த வெப்பதட்பநிலையை உடையவை. அட்டவணை 13-9-ல் காசி, ஹாங்காங் ஆகிய இடங்களின் வெப்ப நிலையும், மழைஅளவும் கொடுக்கப்பட்டுள்ளன.

2. **வறட்சியான கோடைகாலத்தைக்கொண்ட வெப்பமான வெப்பதட்பநிலை (Cs—Climate):** இது நடுக்குறுக்குக்கோட்டுப்பகுதிகளில் (சுமார் 30° முதல் 40° வரை) இருக்கிறது. பூமியின் மொத்தப் பரப்பில் 1·7% தான் இந்த வெப்பநிலையைக் கொண்டிருக்கிறது. இருப்பினும் இது எல்லோருக்கும் மிகவும் பழக்கப்பட்ட ஒன்றாகும். ஏனெனில் இது மத்தியதரைக்கடல் வெப்பநிலையைக் கொண்டிருக்கிறது. ஆகையால், இது மத்திய தரைக்கடல் வெப்ப நிலைப்பகுதி என்றும் கூறப்படுகிறது. இதன் வெப்பநிலையும், வறட்சியான குளிர்காலத்தைக்கொண்ட வெப்பமான வெப்ப தட்ப நிலைப்பகுதியின் வெப்பநிலையும் ஒன்றுதான். ஆனால் இங்கு மழைக்காலம் நேர்மாறாக இருக்கும். அதாவது, பெரும்பாலான மழை குளிர்காலத்தில் ஏற்படுகிறது. கோடைகாலத்தில் தவறாமல் வறட்சிப் பருவம் நிலவும். கோடைகாலத்தில் பெய்கின்ற மழையைவிடக் குளிர்காலத்தில் பெய்கின்ற மழையின் அளவு சுமார் 3 மடங்காகும். மிகவும் வறட்சியான மாதத்தில் மழை 3 செ. மீ. க்கு (1·2 அங்குலம்) குறைவாக இருக்கும். மத்தியதரைக் கடலின் கடற்கரைப் பகுதிகள், அமெரிக்காவின் மேற்குக் கடற்கரைப் பகுதிகள், ஆஸ்திரேலியாவின் தென் கடற்கரைப் பகுதிகள் முதலியன இதற்கு உதாரணங்களாகும். குளிர்காலத்தில் நிறைந்த மழை இருப்பதால், அப் பருவங்களில் வளரக்கூடிய பயிரினங்களை இங்கு பயிரிடலாம். நீர்ப்பாசன வசதியிருப்பின், விவசாயம் செய்யலாம். எலுமிச்சம்பழம், ஆரஞ்சுப்பழம் முதலிய பழவகைகள் இங்கு நன்கு வளரும்.

கடல்மட்டத்திற்கு மிகக் குறைந்த உயரங்களில் உள்ள பகுதிகளில் பனி பெய்வதில்லை. தென் கலிபோர்னியாப் பகுதியில் ஆண்டுக்குச் சுமார் 1 அங்குலப் பனி பெய்கிறது. 7,000 அல்லது 8,000 அடி உயர மலைப் பகுதிகளில் வருடாந்திர சராசரி பனியின் அளவு 400 அங்குலத்திற்கும் அதிகமாகும். சில பகுதிகளில் கிரேக்க நாட்டின் தென், நடுப்பகுதிகள்) 2,000 அல்லது 2,500 அடி உயரத்தில் பெருமளவு பனிபெய்கிறது. இது பல வாரங்கள்,

பூமியின்மேல் படிந்துகிடக்கும். ஆப்கானிஸ்தானம், ஈரான் முதலிய நாடுகளின் உயர்ந்த பகுதிகளிலும் நிறைந்தஅளவு பனி பெய்கிறது. இது குறைந்த உயரங்களில் உள்ள நிலப்பகுதிகளுக்கு, நீர்ப்பாசன வசதிக்கு வேண்டிய தண்ணீரைக் கொடுக்கிறது.

அட்டவணை 13·11

மாதம்	லாஸ் ஏஞ்சல்ஸ் (கலிபோர்னியா)		ரோம் (இத்தாலி)	
	வெப்ப நிலை (°F)	மழை அளவு (அங்குலத்தில்)	வெப்ப நிலை (°F)	மழை அளவு (அங்குலத்தில்)
ஜனவரி	55	3·1	45	3·2
பிப்ரவரி	56	3·0	47	2 7
மார்ச்சு	58	2·8	51	2 9
ஏப்ரல்	60	1·0	57	2·6
மே	62	0·4	64	2 2
ஜூன்	67	0·1	71	1·6
ஜூலை	70	0	76	0 7
ஆகஸ்டு	71	0	76	1 0
செப்டம்பர்	70	0·2	70	2·5
அக்டோபர்	65	0·6	62	5 0
நவம்பர்	62	1·2	53	4·4
டிசம்பர்	57	2·6	46	3 9
		15·0		32·7
சராசரி	63		60	
நெடுக்கம்	16		...	

அட்டவணை 13-11-ல், இந்த வெப்பதட்ப நிலைகளைக்கொண்ட, லாஸ் ஏஞ்சல்ஸ், (கலிபோர்னியா) (30° வடக்கு) ரோம் (இத்தாலி) முதலிய இடங்களின் வெப்பநிலையும், மழை அளவும் கொடுக்கப் பட்டுள்ளன.

3. ஈரமான வெப்பநிலை மிகுந்த வெப்பதட்பநிலை (Cf—Climate): இப்பகுதியின் வெப்பநிலை 1, 2 பகுதிகளில் குறிப்பிட்டதுபோலவே இருக்கும். வருடம் முழுவதும் தேவையான அளவு மழைபெய்யும். வறட்சியான பருவம் இதில் இருக்காது. வருடாவருடம் மழை, வெப்பநிலை முதலியவற்றில் அவ்வளவு மாற்றங்கள் ஏற்படாது. நீண்ட கூம்புவடிவமான மரங்கள் (உதாரணமாக பைன், ஊசியிலை மரங்கள் முதலியன) தடிமன்உடைய புல்வகைகள், மிகப் பசுவான மரவகைகள் முதலியன இப்பகுதிகளில் சிறப்பாக வளரக்கூடியன. உலகிலேயே மிக அதிகமாக விவசாயம் நடைபெறும் சில இடங் களை இப்பகுதி கொண்டிருக்கிறது. உதாரணமாக, கோதுமை, பருத்தி முதலியன நிறைந்த அளவு விளையக்கூடிய அமெரிக்காவி லுள்ள சில பகுதிகள், மேற்கு ஐரோப்பிய நாடுகள், கிழக்கு சீனப் பகுதிகள் முதலியனவற்றைக் குறிப்பிடலாம். அட்டவணை 13-12-ல், இந்த வெப்பதட்ப நிலைகளைக்கொண்ட, பாரிஸ் நகரம் (பிரான்ஸ்), வாஷிங்டன் நகரம் (அமெரிக்கா) ஆகிய இடங்களின் வெப்பநிலையும், மழையின் அளவும் கொடுக்கப்பட்டுள்ளன.

13-10. குளிர்ந்த ஈர வெப்பதட்பநிலை (D-Climate)

இது 40° குறுக்குக்கோட்டுப் பகுதியிலிருந்து சுமார் 60° அல்லது 65° குறுக்குக்கோட்டுப்பகுதி வரை பரவி உள்ளது. இது வடக்கே துருவப்பகுதி வெப்பதட்பநிலையை எல்லையாகக் கொண்டுள்ளது. தெற்கே C-வெப்பதட்பநிலையை எல்லையாகக் கொண்டுள்ளது. மிக வெப்பமான மாதத்தின் வெப்பநிலையே (50°F) D, E என்ற இரண்டு பகுதிகளையும் பிரிக்கிறது. இது உறைந்துபோன பனி யால் மாதக்கணக்கில் மூடப்பட்ட நிலப்பரப்பைக் கொண்டது. இத்தகைய வெப்பதட்பநிலை பெரும்பாலும் நிலப்பரப்பால், உண்டாகிறது. ஆகையால் வடகோளப் பகுதிகளிலேயே இத்தகைய நிலை அதிகமாக இருக்கிறது. (உதாரணம்: யுரேசியா, வட அமெரிக்கா) தென்கோளப்பகுதியில் தென் அமெரிக்காவில் இத்தகைய வெப்பதட்பநிலை இருக்கிறது. இதன் இரண்டு துணைப் பிரிவுகளையும் அட்டவணை 13.1-ல் காணலாம்.

1. வறட்சியான காலமற்ற குளிர்ந்த வெப்பதட்பநிலை (Df-Climate): இப்பகுதிகளில், மிகக் குளிர்ந்த மாதத்தின் சராசரி வெப்பநிலை 26 6°F (—3°C)-க்கும் குறைவாக இருக்கும்.

அட்டவணை 13-12

மாதம்	வாஷிங்டன் D. C.		பாரிஸ்	
	வெப்ப நிலை (°F)	மழையளவு (அங்குலத்தில்)	வெப்ப நிலை (°F)	மழையளவு (அங்குலத்தில்)
ஜனவரி	34	3·2	37	1·5
பிப்ரவரி	35	3·0	39	1·2
மார்ச்சு	43	3·5	43	1·6
ஏப்ரல்	54	3·3	49	1·7
மே	64	3·6	56	2·1
ஜூன்	72	3·9	62	2·3
ஜூலை	77	4·4	65	2·2
ஆகஸ்டு	74	4·0	64	2·2
செப்டம்பர்	68	3·1	58	2·0
அக்டோபர்	57	3·1	50	2·3
நவம்பர்	46	2·5	42	1·8
டிசம்பர்	36	3·1	38	1·7
		40·7		22·6
சராசரி	55		50	
நடுக்கம்	...		28	

மிக வெப்பமான மாதத்தின் சராசரி வெப்பநிலை 50°F (10°C)-க்கும் அதிகமாக இருக்கும். இங்கு வருடம் முழுவதும் மழை பெய்யும். வறட்சியான பருவம் இங்கு இருப்பதில்லை. உயர்ந்த புல்வகைகள், பைன் மரங்கள், தேவதாரு மரங்கள் (Firs) முதலியன. இப் பகுதிகளில் சிறப்பாக வளர்கின்றன. விவசாயத்திற்கு வேண்டிய

செழிப்பான நிலங்களைக் கொண்ட மிஸிஸிப்பிப்பகுதிகளும், கனடாவின் பெரும்பகுதிகளும், இந்த வெப்பதட்பநிலைகளைக் கொண்டிருக்கின்றன. அட்டவணை 13-13-ல் இந்த வெப்பதட்பநிலைகளைக் கொண்ட மாஸ்கோ (ரஷ்யா), பெர்லின் (ஜெர்மனி) ஆகிய நகரங்களின் வெப்பநிலையும் மழை அளவும் கொடுக்கப்பட்டுள்ளன.

அட்டவணை 13-13

மாதம்	மாஸ்கோ (ரஷ்யா)		பெர்லின் (ஜெர்மனி)	
	வெப்பநிலை (°F)	மழை அளவு (அங்குலத்தில்)	வெப்பநிலை (°F)	மழை அளவு (அங்குலத்தில்)
ஜனவரி	14	1·1	30	1·7
பிப்ரவரி	17	0·9	33	1·4
மார்ச்சு	25	1·2	38	1·6
ஏப்ரல்	39	1·5	48	1·5
மே	55	1·9	57	1·9
ஜூன்	62	2·0	63	2·3
ஜூலை	66	2·8	66	3·0
ஆகஸ்டு	62	2·9	65	2·3
செப்டம்பர்	51	2·2	58	1·7
அக்டோபர்	40	1·4	49	1·7
நவம்பர்	28	1·6	39	1·7
டிசம்பர்	18	1·5	33	1·9
		21·0		22·7
சராசரி	40		48	
நெடுக்கம்	52		...	

2. வறட்சியான குளிர்காலத்தைக் கொண்ட குளிர்ந்த வெப்பதட்ப நிலை (Dw-Climate): இதன் வெப்பநிலை 1-வது பிரிவில் குறிப்பிட்டதைப் போன்றது. இங்கு கோடைகாலத்தில் மிதமான மழை பெய்கிறது. ஆனல் குளிர்காலத்தில் மழை மிகக் குறைவாக இருக்கும். அதாவது, குளிர்காலம் மிக வறட்சியாக இருக்கும்.

அட்டவணை 13 14

மாதம்	பீக்கிங் (சைனு)		நியூயார்க் (அமேரிக்கா)	
	வெப்ப நிலை (°F)	மழை அளவு (அங்குலத்தில்)	வெப்ப நிலை (°F)	மழை அளவு (அங்குலத்தில்)
ஜனவரி	24	0·1	31	3 3
பிப்ரவரி	29	0·2	31	3·3
மார்ச்சு	41	0·2	39	3·4
ஏப்ரல்	57	0 6	49	3·3
மே	68	1·4	60	3·4
ஜூன்	76	3·0	69	3·4
ஜூலை	79	9·4	74	4·1
ஆகஸ்டு	77	6·3	72	4·3
செப்டம்பர்	68	2·6	67	3·4
அக்டோபர்	55	0·6	56	3·4
நவம்பர்	39	0·3	44	3·4
டிசம்பர்	27	0·1	34	3·3
		24 9		42·0
சராசரி	53		52·1	
நெடுக்கம்	55		43·0	

வடகிழக்கு ஆசியப் பகுதிகள் இத்தகைய வெப்பதட்பநிலைகளைக் கொண்டிருக்கின்றன. அட்டவணை 13-14-ல் இத்தகைய நிலைகளைக் கொண்ட பீக்கிங் (சைனு), நியூயார்க் (அமெரிக்கா) ஆகிய நகரங்களின் வெப்பநிலை மழைஅளவு முதலியன கொடுக்கப் பட்டுள்ளன.

13-11. துருவ வெப்பதட்பநிலை (E. Climate)

துருவப்பகுதி என்பது மிக உயர்ந்த குறுக்குக்கோட்டுப் பகுதி யாகும். குறைந்த குறுக்குக்கோட்டுப்பகுதிகள் எப்பொழுதும் வெப்பமாக இருப்பதுபோல், இப்பகுதி எப்பொழுதும் குளிராகவே இருக்கும். இப்பகுதிகளில் வருடத்தில் ஆறுமாதகாலம், தொடர்ந்து சூரியனைக் காணுதல் இயலாது. மீதி ஆறுமாதகாலம், தொடுவானத்திற்கும் மேலே சூரியன் காணப்படும். ஆர்க்டிக், அண்டார்டிக் பகுதிகள் துருவ வெப்பதட்பநிலைப் பகுதிகளுக்கு புவி நெடுக்கோட்டின் பக்கமாக உள்ள எல்லைகளாகும். துருவத்தை ஒட்டியுள்ள எல்லை, இரு துருவங்களாகும். மற்ற எல்லாப் பகுதி களைக் காட்டிலும், இப்பகுதியில்தான் குளிர் காலத்தில், வருடாந்திர சராசரி வெப்பநிலை மிகமிகக் குறைவாக இருக்கும். அதேபோல் கோடைகாலத்திலும் வருடாந்திர வெப்பநிலை மிகக் குறைவாக இருக்கும். இதற்குக் காரணம், பெரும்பாலான சூரிய ஒளியானது அப்பகுதிகளில் உள்ள பனியாலும், பனிக்கட்டி களாலும் எதிரொளிக்கப்படுவதால், பூமியை அடைவதில்லை. ஆர்க்டிக் பகுதியில் நிலப்பகுதி அதிகமாகவும், அண்டார்டிக் பகுதியில் கடல் பகுதி அதிகமாகவும் இருப்பதால், இவ்விரண்டு பகுதிகளிலும் வெப்பதட்பநிலைகள் வேறுபடும். இதில் இரண்டு துணைப்பிரிவுகள் அடங்கியிருப்பதை அட்டவணை 13-1-ல் காணலாம்.

1. துன்ரா வெப்பதட்பநிலை (ET-Climate): இங்கு, மிகமிக வெப்பமான மாதத்தின் சராசரி வெப்பநிலை 50°F (10°C)க்கும் குறைவாக இருக்கும். பூமியின் மேற்பரப்பில் உள்ள மண் வருடம் முழுவதும் பனிக்கட்டியோடு உறைந்த நிலையில் இருக்கும். இப் பகுதியில் மரங்கள் நிறைந்த காடுகள் இருப்பதில்லை. காளான் களும், பூக்களற்ற தாவரங்களும், புதர்களும் காணப்படும். துன்ரா என்ற வார்த்தை ரஷ்யநாட்டின் தோற்றுவாயைக் கொண்டது, இது அலைபோன்ற மேடுபள்ளமான, மரங்களற்ற ஆர்க்டிக் சமவெளிப்பகுதியைக் குறிக்கும். தென்கோளத்தில், இந்த வெப்ப தட்பநிலைகளைக் கொண்ட ஒரேபகுதி, தென் அமெரிக்காவின் தென் முனையாகும். தென்கோடியில் உள்ள சில சிறு தீவுகளும் இப் பகுதியில் அடங்கும்.

அட்டவணை 13-15-ல், இந்த வெப்பதட்பநிலைகளைக் கொண்ட இரண்டு இடங்களின் வெப்பநிலையும், மழை அளவும் கொடுக்கப் பட்டுள்ளன.

அட்டவணை 13-15

மாதம்	பேரோபாய்ண்ட் (அலாஸ்கா) 72° வடக்கு		தென் ஜார்ஜியா தீவு 54° தெற்கு	
	வெப்ப நிலை (°F)	மழை அளவு (அங்குலத்தில்)	வெப்ப நிலை (°F)	மழை அளவு (அங்குலத்தில்)
ஜனவரி	—20	0·1	40	3·6
பிப்ரவரி	—13	0·4	41	4·1
மார்ச்சு	—13	0·2	39	5 7
ஏப்ரல்	—2	0·3	35	5·9
மே	22	0 3	31	4·6
ஜூன்	35	0·3	28	4·5
ஜூலை	41	0·9	29	5·5
ஆகஸ்டு	38	0 9	29	5·4
செப்டம்பர்	32	0·5	31	4 0
அக்டோபர்	16	0·7	34	2·2
நவம்பர்	0	0·3	37	3·1
டிசம்பர்	—15	0·4	38	2·3
		5·3		50·9
சராசரி	10		35	
நெடுக்கம்	61		13	

2. **பனிப்படிவு வெப்பதட்பநிலை (EF. Climate) :** இது நிரந்தரமாகப் பனியையும், பனிக்கட்டியையும் கொண்ட பகுதியாகும்.

மிகுந்த வெப்பமான மாதத்தின் சராசரி வெப்பநிலை 32°F (0°C)-க்கும் குறைவாக இருக்கும். இப்பகுதியின் வெப்பநிலை, மழையின் அளவுபற்றி இன்னும் சரியாகத் தெரியவில்லை. 79° தெற்காக உள்ள குறுக்குக்கோட்டுப் பகுதிகளில் ஜனவரி மாதம் சராசரி

அட்டவணை 13·16

மாதம்	மெக்மர்தோ சவுண்டு (அன்டார்க்டிக்கா)		லிட்டில் அமெரிக்கா (அன்டார்க்டிக்கா)	
	வெப்ப நிலை (°F)	மழை அளவு (அங்குலத்தில்)	வெப்ப நிலை (°F)	மழை அளவு (அங்குலத்தில்)
ஜனவரி	24	விவரங்கள் இல்லை	22	விவரங்கள் இல்லை
பிப்ரவரி	16	,,	(9)	,,
மார்ச்சு	4	,,	(—7)	,,
ஏப்ரல்	— 9	,,	—24	,,
மே	—11	,,	—27	,,
ஜூன்	—12	,,	—29	,,
ஜூலை	—15	,,	—34	,,
ஆகஸ்டு	—15	,,	—34	,,
செப்டம்பர்	—12	,,	—29	,,
அக்டோபர்	— 2	,,	—14	,,
நவம்பர்	14	,,	8·6	,,
டிசம்பர்	25	,,	2·4	,,
சராசரி	1		—13·3	
நெடுக்கம்	...		...	

வெப்பநிலை 21°F-ம், ஜூலையில்—42°F-ம் இருப்பதாகக் கணக்கிடப் பட்டுள்ளது. ஆர்க்டிக் பகுதிகளுக்குச் செல்வது கடினமாகையால், அங்குள்ள நிலைமைகள் இன்னும் சரிவர ஆராய்ந்து அறியப்பட வில்லை. இங்கு மழையின் அளவு மிகமிகக் குறைவாகும். வருடத் திற்கு 10 அங்குல மழைக்கும் குறைவாகவே பெய்கிறது. அட்டவணை 13-16-ல் EF வெப்பதட்பநிலைகளை உடைய இரு இடங் களின் வெப்பநிலை கொடுக்கப்பட்டுள்ளது. மழையளவைப்பற்றிய புள்ளிவிவரங்கள் இது வரை கிடைக்கவில்லை.

13-12. தார்ன்வைட் பிரிவு

இந்தப் பிரிவு எந்த அடிப்படையில் பிரிக்கப்படுகிறது என்பதை முன்பு பார்த்தோம். (13-5-ம் பிரிவைப் பார்க்கவும்) இது (P/E) 'காட்டி'யை (Index) அடிப்படையாகக் கொண்டு பிரிக்கப்படுகிறது. இதில் ஐந்து முதன்மைப் பிரிவுகள் உள்ளன. இவைகள் அட்டவணை 13-17-ல் கொடுக்கப்பட்டுள்ளன.

அட்டவணை 13-17

வரிசை எண்	ஈரப்பதன் பகுதிகள்	அடையாளம்	விளைகின்ற தாவரங்கள்	(P/E) காட்டி (index)
1.	ஈரமான பகுதி (Wet)	A	அடர்ந்த காடுகள்	128-ம் அதற்கு மேலும்
2.	ஈரப்பதன் உள்ள பகுதி (Humid)	B	காடுகள்	64—127
3.	துணைஈரப் பகுதி	C	புல்வெளிகள்	32—63
4.	மிதவறட்சிப் பகுதி (Steppe)	D	ஸ்டெப்பிப் பகுதி யில் உள்ளது போல	16—31
5.	வறட்சிப்பகுதி	E	பாலைவனம்	16-க்கும் கீழே

மேற்கூறிய ஐந்து முதன்மைப் பிரிவுகள் ஒவ்வொன்றும், வீழ்படிவாதல் அடிப்படையில் நான்கு துணைப்பிரிவுகளாகப்

பிரிக்கப்படுகின்றன. அவை பின்வருமாறு குறிக்கப்படுகின்றன :

r = எல்லாப் பருவங்களிலும் அதிக மழையுள்ள பகுதி.

s = கோடைகாலத்தில் பற்றுக்குறை மழையுள்ள பகுதி.

w = குளிர்காலத்தில் பற்றுக்குறை மழையுள்ள பகுதி.

d = எல்லாப் பருவங்களிலும் பற்றுக்குறை மழையுள்ள பகுதி.

வெப்ப இயக்குத்திறனைப் (thermal efficiency) பொறுத்து பூமி ஆறு வெப்பநிலைப் பகுதிகளாகப் பிரிக்கப்படுகின்றது. அவை பின்வரும் அட்டவணையில் (அட்டவணை எண் 13-18) கொடுக்கப்பட்டுள்ளன.

அட்டவணை 13-18

வரிசை எண்	வெப்பநிலைப் பகுதிகள்	அடையாளம்	T/E காட்டி
1.	வெப்ப மண்டலம்	A^1	128-ம் அதற்கு மேலும்
2.	மத்திம வெப்பநிலை மண்டலம்	B^1	64—127
3.	குறைந்த வெப்பநிலைப் பகுதி	C^1	32—63
4.	டைகா (Taiga) பகுதி	D^1	16—31
5.	துன்ரா பகுதி	E^1	1—15
6.	உறைபனிப் பகுதி	F^1	0

ஆக மொத்தம், இந்தப் பிரிவில் $5 \times 4 \times 6 = 120$ பகுதிகள் அடங்கியிருக்கின்றன. ஆனால், இத்துணை வெப்பதட்பநிலைகளும் தோன்றுவதில்லை 32 மட்டுமே தோன்றுகின்றன. கோப்பன் பிரிவில் மொத்தம் 11 வகை வெப்பதட்பநிலைகளே உள்ளன. ஆனால், தார்ன்வைட் பிரிவில் 32 வகைகள் உள்ளன. இவற்றை நினைவில் வைத்துக் கொள்ளுதல் மிகக் கடினம். கோப்பன்பிரிவில் வெப்பநிலையும், வீழ்படிவார்தலுமே கருதப்பட்டன. ஆனால்

அட்டவணை 13-19

ஃபிளானின் வெப்பதட்ப நிலைப்பிரிவுகள்

வரிசை எண்	மண்டலங்கள்	விழ்படிவாதல்	அழுத்த, காற்றோட்டக் கச்சைகள் (Belts)	காற்றோட்டங்கள் கோடை காலத்தில்	காற்றோட்டங்கள் குளிர் காலத்தில்	வெப்பதட்ப நிலை (கோப்பன் பிரிவில் உள்ளபடி)	பயிர் வகைகள்
1.	உட்புற வெப்ப மண்டலம்	பெரு மழை நிலையான ஈரப் பகுதி	8 மாதங்களுக்குமேல் புவிநடுக் கோட்டின் மேற்கு காற்றோட்டம்	T	T	Af, Am	அடர்ந்த காடுகள்
2.	வெளிப்புறவெப்ப மண்டலம்	கோடைகால மழை	வியாபாரக் காற்றும், மேற்குக் காற்றும் மாறிமாறி வீசுகிறது.	T	P	Aw சிலபகுதிகளில் Cw	வறண்ட காடுகள்
3.	துணை வெப்ப மண்டல வறண்ட பகுதி	வறட்சி-சில சமயங்களில் மழை	வியாபாரக் காற்று அல்லது துணைவெப்ப மண்டல ஏற்றம்	P	P	Bs, Bw	ஸ்டெப்பி, பாதிபாலைவனம், பாலைவனம்
4.	துணை வெப்ப மண்டல குளிர்கால மழைப் பகுதி	குளிர்கால மழை	கோடைகால துணை வெப்ப மண்டல ஏற்றம், குளிர்கால நடுக் குறுக்குக் கோட்டுப் பகுதி மேற்குக் காற்றோட்டம்.	P	W	Cs	உறுதியான இலைகளைக்கொண்ட மரங்கள்

5.	ஈரமான மிகை வெப்ப நிலை மண்டலம்	எல்லாப் பருவங்களிலும் மழை	நடுக் குறுக்குக் கோட்டின் மேற்குக் காற்றோட்டம்	W	W	Cf, சிலபகுதிகளில் Cw	அகன்ற இலைகளையுடைய செடி, மரங்கள், காடுகள்
6.	போரியல் (Boreal) மண்டலம்	கோடையில் அதிக மழை குளிர்காலத்தில் பனி	நடுக் குறுக்குக்கோட்டுப் பகுதி மேற்குக் காற்றோட்டம். சிலபகுதிகளில் துருவக் கிழக்குக் காற்றோட்டம்.	W		Df, Dw	ஊசியிலைக் காடுகள். பயன் தரும் மரங்கள்
	துணைத் துருவ மண்டலம்	மிகக் குறைவான மழை	துருவக் கிழக்குக் காற்று, மேற்குக் காற்றோட்டம்	W	E	ET	துன்ரா
7.	உயர்ந்த துருவ மண்டலம்	குறைந்த பனி	துருவக் கிழக்குக் காற்றோட்டம்	E	E	EF	பனிக்கட்டி (குளிர்ந்த பாலைவனம்)

T → புவிநடுக்கோட்டின் மேற்குக் காற்றோட்டம், டால்டிரம்

P → வெப்பமண்டலக் கிழக்குக் காற்றோட்டம் (வியாபாரக் காற்று), துணைவெப்ப மண்டல ஏற்றம்

W → நடுக்குறுக்குக் கோட்டுப்பகுதி மேற்குக் காற்றோட்டம்

E → துருவக் கிழக்குக் காற்றோட்டம்

அட்டவணை 13-20

தற்கால வெப்பதட்ப நிலைப்பிரிவு

வரிசை எண்	வெப்பதட்ப நிலைப் பகுதிகள்	வெப்பதட்ப நிலை வகைகள்	அழுத்த, காற்றோட்டக் கச்சைகள்		வீழ்படிவாதல்
			கோடை காலத்தில்	குளிர் காலத்தில்	
1.	வெப்ப மண்டல	Af (Am), வெப்பமண்டல ஈரப்பகுதி	டால்டிரம், புவிநடுக் கோட்டு மேற்குக் காற்று	டால்டிரம், புவிநடுக் கோட்டு மேற்குக் காற்று	வறட்சியான பருவம் இல்லை
	மழைப்பகுதி (A)	Aw வெப்ப மண்டல ஈர-வறட்சியான பகுதி	டால்டிரம், புவிநடுக் கோட்டு மேற்குக் காற்று	வியாபாரக் காற்று	சூரியன் அதிக உயரத்தில் இருக்கும்போது மழை : சூரியன் குறைந்த உயரத்தில் இருக்கும் போது வறட்சி
2.	வறட்சியான பகுதி (B)	Bs மிதவறட்சி (Steppe)			
		வெப்பமண்டல, துணை வெப்ப மண்டல BSh	துணை வெப்பமண்டல ஏற்றம், வறட்சியான வியாபாரக்காற்று	துணை வெப்பமண்டல ஏற்றம், வறட்சியின் வியாபாரக் காற்று	குறைந்த கால மழைப் பருவம்
		நடுக்குறுக்குக் கோட்டு Bsh		நிலப்பரப்பின் குளிர் கால புயல் எதிர் காற்று	கோடை காலத்தில் மிகக் குறைந்த மழை

		Bw வறட்சி (பாலைவனம்)			
		வெப்பமண்டல, துணை வெப்ப மண்டல Bwh	துணை வெப்பமண்டல ஏற்றம், வறட்சியான வியாபாரக் காற்று	துணை வெப்ப மண்டல ஏற்றம், வறட்சியான வியாபாரக் காற்று	நிலையான வறட்சி
		நடுக்குறுக்குக் கோட்டு Bwh		நிலப்பரப்பின் குளிர் கால புயல் எதிர்காற்று	நிலையான வறட்சி
3.	ஈரமத்திம வெப்ப நிலைப் பகுதி (C)	துணைவெப்ப மண்டல வறட்சியான கோடை Cs	துணை வெப்பமண்டல ஏற்றம் (கிழக்கில் நிலைப்பாடு)	மேற்குக் காற்றோட்டம்	கோடை காலத்தில் பஞ்சம் குளிர்காலத்தில் மழை
		துணை வெப்பமண்டல ஈரப் பகுதி (Ca)	துணை வெப்பமண்டல ஏற்றம் (மேற்கில் நிலைப்பாடற்றது)	,,	எல்லாப் பருவங்களிலும் மழை
		கடல் வெப்பதட்பநிலை (Cb, Cc)	மேற்குக் காற்றோட்டம்	,,	எல்லாப் பருவங்களிலும் மழை, குளிர் காலத்தில் அதிகம்
4.	ஈர, குறைந்த வெப்ப நிலைப் பகுதி (D)	ஈர நிலப்பரப்பு, வெப்பமான கோடை (Da)	,,	மேற்குக் காற்றோட்டம் குளிர் கால புயல் எதிர் காற்று	எல்லாப் பருவங்களிலும் மழை: கோடை காலத்தில் அதிகம் குளிர் காலத்தில் பனி

வரிசை எண்	வெப்பதட்ப நிலைப் பகுதிகள்	வெப்பதட்ப நிலை வகைகள்	அழுத்த, காற்றோட்டக் கச்சைகள்		வீழ்படிவாதல்
			கோடை காலத்தில்	குளிர் காலத்தில்	
		ஈர நிலப்பரப்பு, குளிர்ச்சியான கோடை (Db)	மேற்குக் காற்றோட்டம்	மேற்குக் காற்றோட்டம் குளிர்கால புயல் எதிர் காற்று	எல்லாப் பருவங்களிலும் மழை : கோடை காலத்தில் அதிகம் குளிர் காலத்தில் பனி நீடித்த நேரம் குளிர் காலத்தில் பனி
		Dc (Dd) துணை ஆர்க்டிக்	,,	குளிர்காலப் புயல் எதிர்க் காற்று, துருவக் காற்றோட்டம்	வருடம் முழுவதும் குறைந்த மழை
5.	துருவப் பகுதி (E)	துன்ரா (ET)	துருவக் காற்றோட்டம்	துருவக் காற்றோட்டம்	,,
		பனிப்படிவு (EF)	,,	,,	,,
6.	பிரிவில் சேராதது : கடல்மட்டத்திற்கு மிக உயர்ந்த நிலப் பகுதிகள் (H)				

தார்ன்வைட் பிரிவில், வெப்பநிலை, வீழ்படிவாதல் முதலிய வற்றுடன் வெப்ப இயக்குத்திறம், வீழ்படிவாதல் விளைவளவு முதலியனவும் கருதப்பட்டன. ஆகையால் ஒவ்வொரு வெப்ப தட்பநிலைக்கும் உரிய எல்லைக்கோடுகளை நிர்ணயிப்பது மிகவும் கடினமாகும்.

13-13. ஃபிளான் பிரிவு

இதில் மொத்தம் ஏழு முதன்மைப்பிரிவுகள் உள்ளன. அட்டவணை 13-18-ல் இந்த ஏழுபிரிவுகளின் பெயர்கள், குறிக்கும் அடையாளங்கள், அந்தந்த வெப்பதட்பநிலையில் ஏற்படும் காற்றோட்டங்கள், விளையும் பயிர்வகைகள் முதலியன கொடுக்கப் பட்டுள்ளன. முதல் பிரிவு நிலையான வெப்பதட்ப நிலைப்பகுதிகள் என்றும், இரண்டாவது பிரிவு மாறக்கூடிய வெப்பதட்பநிலைப் பகுதிகள் என்றும் வழங்கப்படுகின்றன. இவை பெரும்பாலும் வீழ்படிவாதலையே அடிப்படையாகக் கொண்டு பிரிக்கப் படுகின்றன. இங்கு வெப்பநிலை படிப்படியாக மாறுவதாகக் கொள்ளப்படுகிறது.

13-14. தற்கால வெப்பதட்ப நிலைப்பிரிவு

இது உலகில் பல பகுதிகளிலும் இருக்கும் வெப்பதட்ப நிலைகளுக்கேற்பப் பிரிக்கப்பட்டுள்ளது. இது கோப்பன் பிரிவை அடிப்படையாகக் கொண்டது. இதில் அடங்கிய முதன்மைப் பிரிவுகள், துணைப்பிரிவுகள், இப்பிரிவுகளுக்கான வெப்பதட்ப நிலைகள், அழுத்தக்காற்றோட்டக் கச்சைகள், வீழ்படிவாதல் முதலியன அட்டவணை 13-19-ல் கொடுக்கப்பட்டுள்ளன. இந்த அட்டவணையிலிருந்து கீழ்க்காணும் உண்மைகளை அறியலாம். இதில் அடங்கிய முதன்மைப்பிரிவுகள் ஐந்து ; கணக்கில் சேராத ஒரு பிரிவும் சேர்க்கப்பட்டுள்ளது. இது கடல் மட்டத்திற்கும், மிக அதிக உயரத்தில் உள்ள நிலப்பகுதிகளைக் குறிக்கிறது. இப் பகுதிகளின் வெப்பதட்பநிலைகள் 13-15-ம் பகுதியில் கொடுக்கப் பட்டுள்ளன.

இதில் உபயோகிக்கப்பட்ட அடையாளங்கள் கோப்பன் பிரிவில் வரும் அடையாளங்களே. ஆனால் இப்பிரிவில் a, b, c, d என்ற நான்கு புதிய அடையாளங்கள் பயன்படுத்தப்பட்டிருக் கின்றன. அவைகளைப் பின்வருமாறு வரையறுக்கலாம்:

a: மிகை வெப்பமாதத்தின் வெப்பநிலை 71·6° F (22°C) க்கும் அதிகமாக இருப்பின் உபயோகப்படுத்துவது

b : மிகை வெப்ப மாதத்தின் வெப்பநிலை 71·6°F-க்கும் குறைவாக இருக்கும்பொழுது

c : மிகை வெப்பமாதத்தின் வெப்பநிலை 71·6°F-க்கும் குறைவாக: ஆனால் நான்கு மாதங்களுக்கும் குறைவாக வெப்பநிலை 50°F (10°C)-க்கும் அதிகமாக

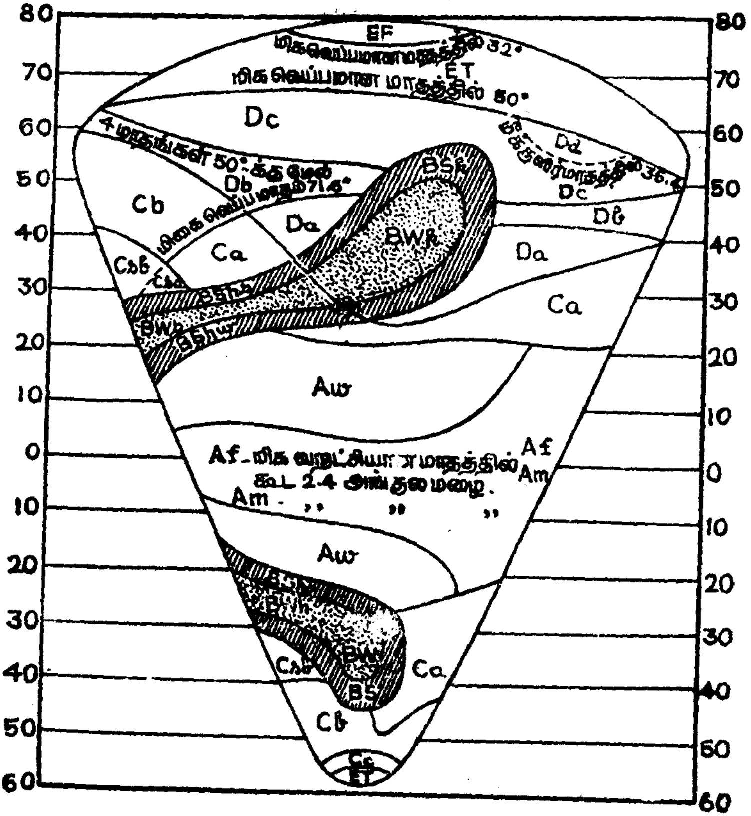
d : மிகைக் குளிர்மாதத்தின் வெப்பநிலை — 36·4° F (—38°C)-க்கும் குறைவாக.

A-என்ற பிரிவு இரண்டு துணைப்பிரிவுகளைக் கொண்டது. (Af, Aw). அடிக்கடி ஏற்படாத Am-என்ற வெப்பதட்பநிலையும் இதில் அடங்கும். B-என்ற பிரிவு Bs, Bw என்ற இரண்டு துணைப் பிரிவுகளைக் கொண்டது. இவை மேலும் சிறுசிறு பகுதிகளாகப் பிரிக்கப்பட்டுள்ளன. மிக வெப்பமான வெப்பமண்டலப் பாலைவன வெப்பதட்ப நிலைகளைக் கொண்டது. Bwh (Hot) வெப்பமான துணைமண்டல ஸ்டெப்பி வெப்பதட்ப நிலைகளைக் கொண்டது Bsh. குளிர்ந்த நடுக்குறுக்குக்கோட்டுப் பகுதியிலுள்ள பாலைவனப் பகுதியின் வெப்பதட்பநிலையைக் கொண்டது Bwk. (Kalt or cold) குளிர்ந்த நடுக்குறுக்குக்கோட்டுப் பகுதியிலுள்ள ஸ்டெப்பி வெப்பதட்பநிலைகளைக் கொண்டது Bsk. கோப்பன் வெப்ப வறட்சிப்பகுதியையும், (Bh) குளிர்ந்த வறட்சிப்பகுதியையும் (Bk) பிரிக்க 18°C வெப்பநிலையை எல்லையாக வைத்தார். ஆனால் இப் பிரிவில், மிகக் குளிர்ந்த மாதத்தில், இவ்விரண்டையும் பிரிப்பது 0°C அல்லது 32°F மாறு வெப்ப நிலையாகும்.

C பிரிவு மூன்று பகுதிகளாகப் பிரிக்கப்படுகிறது. ஆனால், இவை கோப்பன்பிரிவிலிருந்து சிறிது மாறுபட்டவை. அவை, துணைவெப்பமண்டல, வறட்சியான கோடைகாலத் துணை ஈரப் பகுதி (cs). துணைவெப்ப மண்டல, குளிர்ந்த கோடை கால ஈரப் பகுதி (ca), குளிர்ந்த கோடைகாலத்தைக் கொண்ட நடுக்குறுக்குக் கோட்டுப்பகுதியின் கடல்பகுதி (cb) முதலியனவாகும். இதைக் கோப்பன் பிரிவைவிடச் சிறப்பானது என்று கூறலாம். காரணம், இப்பிரிவு, மண் பயிர்வகைகள் முதலியவற்றின் அடிப்படையில் தெளிவாகப் பிரிக்கப்பட்டுள்ளது. ஆனால் கோப்பன் பிரிவில் அவ்வளவு தெளிவு இல்லை என்று கருதப்படுகிறது.

அதேபோல D பிரிவும் கோப்பன் பிரிவிற்குச் சிறிது மாறுபட்டதாகும். Da, Db இவையிரண்டும் வெப்பநிலையால் பிரிக்கப்படுகின்றன. கோடை காலத்தில் வெப்பநிலை 22°C (71·6°F)-க்கும் அதிகமாக இருந்தால் அது Da, என்றும், குளிர்ந்த கோடைகாலத்தில் வெப்பநிலை 22°C-க்கும் குறைவாக இருந்தால் அது

Db என்றும் அழைக்கப்படுகின்றன. துணை ஆர்க்டிக் பகுதி Dc, Dd, என இரண்டு வகைகளாகப் பிரிக்கப்படுகிறது. மிகக் குறுகிய குளிர்ந்த கோடைகாலத்தைக் கொண்டது Dc; நீண்ட காலம் மிகுந்த குளிர் காலத்தைக்கொண்டது Dd. கோப்பனின் Dw, Df பகுதிகளின் வெப்பதட்ப நிலைகள் அவ்வளவு வேறுபாடு உடையனவல்ல. ஆனால் இப்புதிய பிரிவில், Da, Db, Dc, Dd என்ற ஒவ்வொன்றும் தனித்தனியான இயல்புகளைக் கொண்டது. ஆகையால் இப்பிரிவு சிறந்ததெனக் கருதப்படுகிறது.



படம் 13-5

தற்கால வெப்பதட்பநிலை ஒரு கற்பித நிலப்பில் குறிக்கப்பட்டுள்ளது

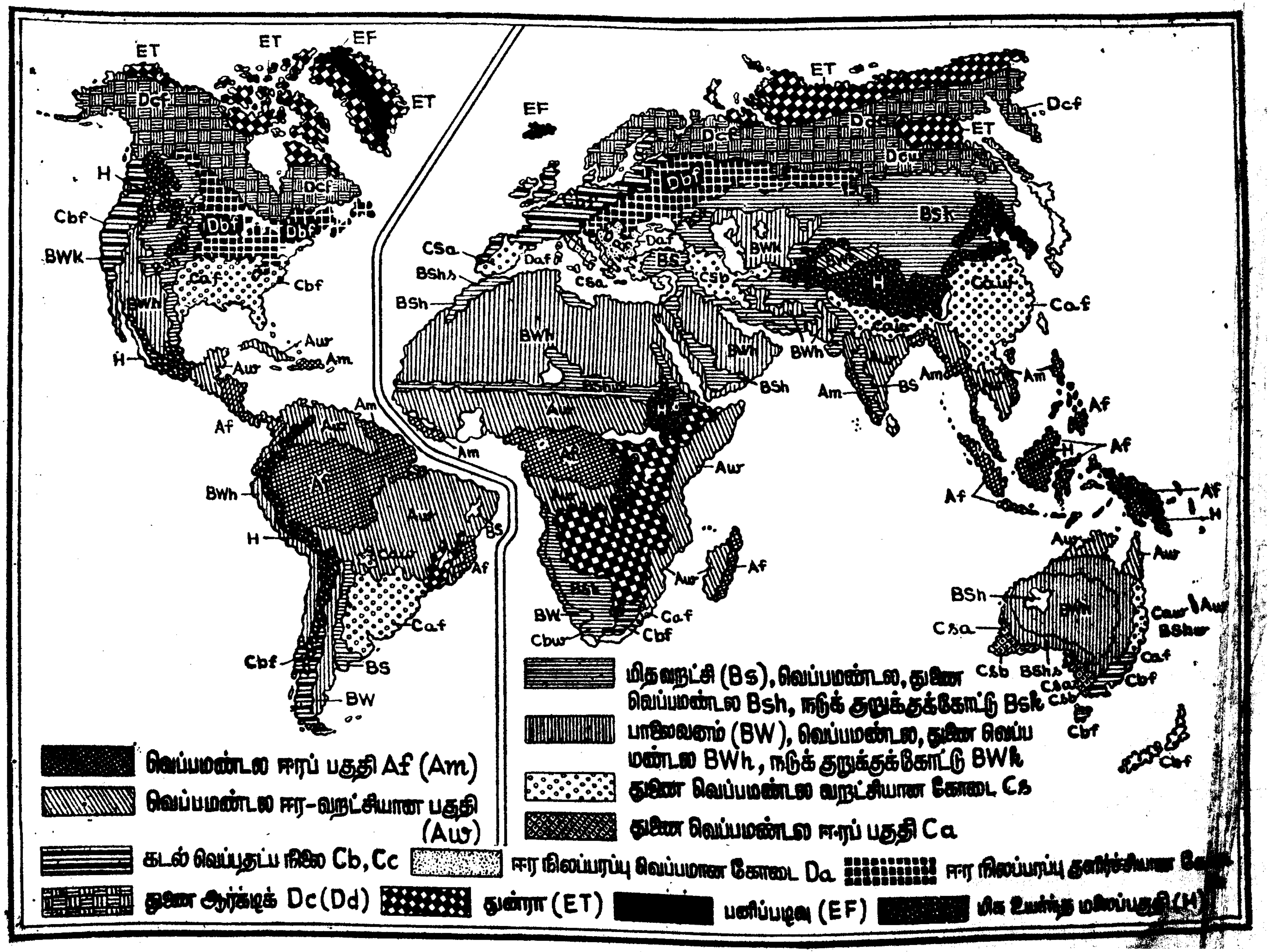
கடைசியாக, உயர்ந்த குறுக்குக் கோட்டுப் பகுதியான E-பிரிவு. இது ET, EF என்ற இரண்டு துணைப்பிரிவுகளைக் கொண்டது. இது கோப்பன் பிரிவை ஒக்கும்.

இப்புதிய பிரிவிலுள்ள பல வகை வெப்பதட்ப நிலைகளை ஒரு கற்பித நிலப்பரப்பில் குறிக்கலாம் (படம் 13-5). இதற்கும், வெப்ப தட்ப நிலைகளைக் குறித்திருக்கும் உலகப் படத்திற்கும் (படம் 13-6) நிறைந்த ஒற்றுமை இருப்பதைக் காணலாம்.

13 15. உயர்ந்த நிலப்பரப்பின் வெப்பதட்ப நிலைகள் Highland Climate (H)

கோப்பன் உயர்ந்த நிலப்பரப்பின் வெப்பதட்ப நிலைகளையும், குறைந்த உயர நிலப்பரப்பின் வெப்பதட்ப நிலைகளையும் பிரிக்க ஒரே மாதிரியான எல்லையைப் பயன்படுத்தினர். ஆகையால், அது அவ்வளவு திருப்திகரமாக இல்லை. Af, Cs, போன்ற வெப்ப தட்ப நிலைகள் எந்தப் பொருளில் இருக்கின்றனவோ, அதே பொருளில் H-என்ற வெப்பதட்பநிலை இல்லை. ஒரே மலைப்பகுதியில் பல வகையான வெப்பதட்பநிலைகள் இருக்கின்றன. அவை உயரம், குறுக்குக் கோட்டுப்பகுதியில் அதன் நிலை, முதலியனவற்றைப் பொறுத்துப் பெரிதும் மாறுபடுகின்றன. ஆகையால் உலகப்படத்தில், இப்பகுதிகளின் வெப்பதட்ப நிலைகளைக் குறித்தல் மிகமிகக் கடினமாகும். பொதுவாக, ஒரு குறிப்பிட்ட மிதமான உயரம்வரை உள்ள 'உயர்ந்த பரப்புகளின்' வெப்ப தட்பநிலை, அதனைச் சுற்றியுள்ள நிலப்பரப்பின் வெப்பதட்ப நிலையைக் கொண்டிருக்கும் என வைத்துக் கொள்ளப்படுகிறது. அதற்கும் அதிகமான உயரங்களைக் கொண்ட 'உயர்ந்த நிலப் பரப்பின்' வெப்பதட்ப நிலையே, உயர்ந்த நிலப்பரப்பின் வெப்ப தட்பநிலை என்று கூறப்படுகிறது.

உயர்ந்த மலைகள், பீடபூமிகள் முதலியவற்றின், உயரச் செல்லச் செல்லக் காற்றின் அழுத்தம் மிக வேகமாகக் குறைகிறது. ஆகையால் இப்பகுதிகளின் வெப்பதட்ப நிலைகளைத் தீர்மானிக்கும் முக்கியமான உட்கூறு காற்றின் அழுத்தமாகும். சுமார் 17,500 அடி உயரத்தில் காற்றின் அழுத்தம் கடல் மட்டத்தில் இருப்பதில் பாதி அளவே ஆகும். இந்த உயரத்திற்குக் கீழேதான் பொதுவாக மனிதர் வாழ்கின்றனர். 12,000 அடி முதல் 15,000 அடி உயரம் உள்ள பகுதிகளில் நிலவும் குறைந்த அழுத்தம் தலைவலி, மயக்கம் மூக்கில் இருந்து இரத்தம் வடிதல், சோர்வு, வாந்தி உணர்வு ஆகிய விளைவுகளை உண்டாக்குகின்றது.



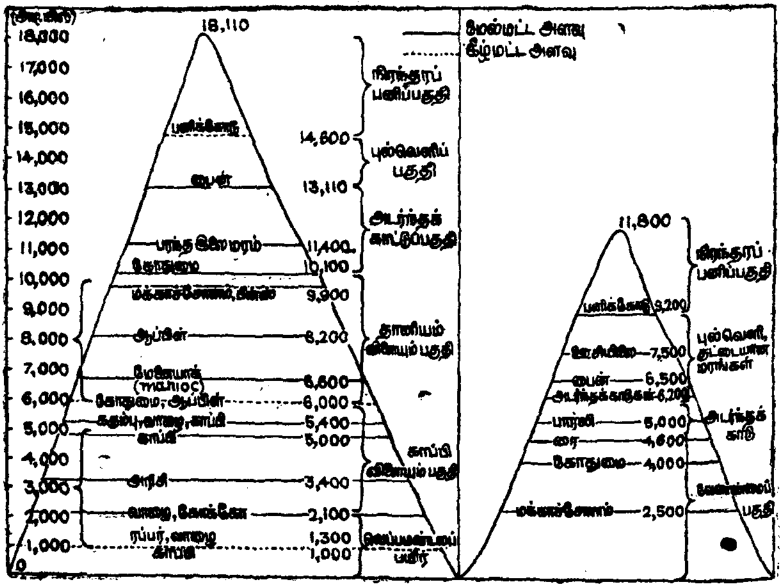
படம் 13-6. உலகின் வெப்பதட்பநிலை (தற்காலப் பிரிவு)

ஒளியை எதிரொளிக்கும் பொருள்களும், சிதறச் செய்யும் பொருள்களும், உட்கவரும் பொருள்களும் பூமியிலிருந்து குறைந்த உயரங்களிலேயே காணப்படுகின்றன. அதோடு தூசுகள், நீராவி, மேகம் முதலியனவும் இந்தப் பகுதிகளிலேயே உள்ளன. அதனால் தான் இப்பகுதிகளில் சூரிய ஒளிச்செறிவு குறைவாகவும், மேலே செல்லச் செல்ல அதிகமாகவும் உள்ளது. கோடைகாலத்தில் உயர்ந்த நிலப் பகுதியான திபெத்தில் விழும் சூரிய ஒளியின் அளவு, அதனை அடுத்துக் குறைந்த உயரத்திலுள்ள இந்தியாவில் விழும் சூரிய ஒளியைப்போல் சுமார் $1\frac{1}{2}$ மடங்கு ஆகும். இந்த ஒளியின் பெரும்பகுதி புற ஊதாக் கதிர்வீச்சாகும். அதிக வெப்பம் காரணமாக இப்பகுதிகளில் வாழ்வோர் உடலில் தீப்புண்கள் உண்டாகித் தோல் பழுப்புநிறம் அடைந்துவிடுகிறது. மலையின் உயர்ந்த பகுதிகளில் வெப்பநிலை அதிகமாக இருப்பதால், மலையின் மண்பகுதியின் வெப்பநிலை அதனைச் சுற்றிக் காற்றின் வெப்ப நிலையைவிட அதிகமாக இருக்கும். இது, தாவர வளர்ச்சியில் பெரும் விளைவுகளை உண்டாக்குகின்றது. உயர்ந்த மலைப்பகுதிகளில் அதிக சூரிய ஒளி விழுந்தாலும், அதனை ஒட்டியுள்ள காற்றின் வெப்பநிலை, மலையின் அடிவாரத்திலிருந்து உயரம் செல்லச் செல்ல, ஒவ்வொரு ஆயிரம் அடிக்கும் சுமார் 3·3° குறைகிறது. இதனால் கோடைகாலங்களில் மிதமான உயரமுடைய (6,000 அடி முதல் 7,000 அடி உயரம்வரை) மலைப்பகுதிகள் குளிர்ச்சியான வெப்பதட்ப நிலைகளைக் கொண்டிருக்கின்றன. இவை கோடைகாலத்தில் வாழ்வதற்கேற்ற இனிமையான வானிலைகளாகும். இத்தகைய பகுதிகளுக்கு உதாரணமாக வெப்பமண்டல வேட்டின் அமெரிக்கப் பகுதியிலுள்ள கொலம்பியா, பொலிவியா போன்ற இடங்களையும், இந்தியாவிலுள்ள டார்ஜிலிங், சிம்லா, நைநிடால், ஊட்டி, கொடைக்கானல் போன்ற இடங்களையும் குறிப்பிடலாம்.

மலையைச் சுற்றியுள்ள காற்றின் அடர்த்தி குறைவாக இருப்பதால், பகலில் சூரியஒளி அதிக அளவில் பூமியை அடைகிறது. இரவில் பூமிக்கதிர்வீச்சு மிக அதிக அளவில் வெளிக்கடத்தப்படுகிறது. ஆகையால் மலைகளையும், பீடபூமிகளையும் பூமியின் 'கதிர் வீச்சு சன்னல்' எனக் கூறலாம். இதனால் அன்றாட வெப்பநிலையில் நிறைந்த மாற்றங்கள் ஏற்படுகின்றன. இதுவே மலைப்பகுதிகளின் வெப்பதட்பநிலைகளுக்குக் காரணமாகும். ஆனால் வருடாந்திர வெப்பநிலையில் அவ்வளவு மாறுதல்கள் ஏற்படுவதில்லை.

வெப்பமண்டலத்திலுள்ள மலைப்பகுதிகளின் **பிரிவுகள்:** மலையின் பல பகுதிகளிலும் பலவித வெப்பதட்ப நிலைகள் நிலவுவதால், இதைப் பல மண்டலங்களாகப் பிரிக்கலாம். இதில் முக்கியமாக நான்கு மண்டலங்கள் இருக்கின்றன. (குறிப்பாக

லேட்டின் அமெரிக்க மலைப்பகுதிகள்) அவைகள் முறையே, வெப்ப நிலப்பகுதி (tietracaliente-Hot lands), வெப்பநிலை நிலப்பகுதி (tierre templada-temperate lands) குளிர்ந்த நிலப்பகுதி (tierra-



படம் 13-7
மலைப்பகுதியின் பிரிவுகள்

fnia-Cool lands), உறைபனி நிலப்பகுதி (tierrahelada-land of frost) எனப்படும் (படம் 13-7 a). இவற்றின் உயரத்தின் எல்லை கள், புவிநடுக்கோட்டிலிருந்து விலகிச் செல்லச் செல்லக் குறைகின்றன.

முதல்மண்டலம் (வெப்பநிலப்பகுதி) கடல்மட்டத்திலிருந்து சுமார் 2,000 முதல் 3,000 அடி உயரம்வரை உள்ள பகுதியாகும். இங்கு வெப்பநிலை 83°F-லிருந்து 75°F வரை இருக்கும். மழை மிக அதிகமாகப் பெய்யும் : ரப்பர், வாழை முதலியன செழிப்பாக வளரும். இரண்டாவதுமண்டலம் (வெப்பநிலைநிலப்பகுதி), 6,000 முதல் 6,500அடி உயரம்வரை உள்ள பகுதியாகும். வெப்பநிலை 75° முதல் 65°வரை உள்ளது. காப்பி, டீ, மக்காச்சோளம், பருத்தி, அரிசி முதலியன இங்கு செழிப்பாக விளையும். மூன்றுவது மண்டலம் (குளிர்ந்தநிலப்பகுதி) 10,000 முதல் 11,500 அடி உயரம் வரை உள்ள பகுதியாகும். வெப்பநிலை 65° முதல் 54°வரை இருக்கும். கோதுமை, பார்லி, உருளைக்கிழங்கு, ஆப்பிள்

முதலியன இங்கு நன்கு விளைகின்றன. நான்காவதுமண்டலம், 11,500 அடி உயரத்திற்கும் அதிகமான பகுதி. இங்குத் தாவரங்களோ, மரங்களோ இல்லை. தரை உறைபனியால் மூடப் பட்டிருக்கும். நடுக்குறுக்குக்கோட்டுப்பகுதியின் மலைகளின் பிரிவு படம் 13-7 *b*-ல் கொடுக்கப்பட்டுள்ளது. இப்பகுதிகளுக்குச்

அட்டவணை 13-21

மாதம்	டார்ஜிலிங் (இந்தியா) (7,376 அடி)		கொடைக்கானல் (இந்தியா) (7,688)	
	வெப்ப நிலை (°F)	மழைஅளவு (அங்குலத்தில்)	வெப்ப நிலை (°F)	மழை அளவு (அங்குலத்தில்)
ஜனவரி	40	0 6	55	2·9
பிப்ரவரி	42	1·1	56	1·4
மார்ச்சு	50	1·8	59	2·0
ஏப்ரல்	56	3·8	61	4·3
மே	58	8·7	62	6·0
ஜூன்	60	24 9	59	4·1
ஜுலை	62	32 3	58	5·0
ஆகஸ்டு	61	26·1	58	7·0
செப்டம்பர்	59	18·4	58	7·3
அக்டோபர்	55	4·5	57	9·7
நவம்பர்	48	0·8	55	8·2
டிசம்பர்	42	0·2	55	4·4
		122·7		62·3
சராசரி	53		58	
நெடுக்கம்	...		—	

சாதாரண குறைந்த உயரத்திலுள்ள நிலப்பகுதிகளுக்கு அதிக வேறுபாடு இல்லாத காரணத்தால், இவைகளில் ஒரு சில மண்டலங்களே பயன்தருவனவாக அமைகின்றன என்பதைப் படத்திலிருந்து அறியலாம்

சில உயர்ந்த மலைப்பகுதிகளின் வெப்பநிலை மழைஅளவு முதலியன அட்டவணை 13-20-ல் கொடுக்கப்பட்டுள்ளன.

அட்டவணை 13-22

மாதம்	லே (Leh-Kashmir) (11,503 அடி)		மெக்ஸிகோ நகரம் (7,411 அடி)	
	வெப்ப நிலை (°F)	மழை அளவு (அங்குலத்தில்)	வெப்ப நிலை (°F)	மழை அளவு (அங்குலத்தில்)
ஜனவரி	17	0.4	54	0·2
பிப்ரவரி	19	0.3	57	0·2
மார்ச்சு	31	0.3	61	0·5
ஏப்ரல்	43	0.2	64	0·8
மே	50	0.2	65	1·9
ஜூன்	58	0.2	64	3·9
ஜூலை	63	0.5	62	4·5
ஆகஸ்டு	61	0.5	62	4·6
செப்டம்பர்	54	0.3	61	3·9
அக்டோபர்	43	0.2	59	1·6
நவம்பர்	32	...	56	0·5
டிசம்பர்	22	0.2	54	0·2
		3.2		22·8
சராசரி	41		60	
நெடுக்கம்	...		...	

பாகம் 4

செயற்கைக்கோள்களும் வானிலையும்

14. வானிலைச் செயற்கைக் கோள்கள்

1957ஆம் ஆண்டு, அக்டோபர் மாதம், 4ஆம் நாள் வானவெளி யுகத்தின் தொடக்க நாள். அன்று, செயற்கைத் துணைக்கோள் ஒன்றை இரஷ்யா முதன் முதலில் மூன்றடுக்கு வெடியூர்தியிலிருந்து வெற்றிகரமாக வானவெளியில் ஏவியது. 1957, நவம்பர் 3ஆம் நாள் ஸ்புட்னிக் எனப்படும் மற்றொரு செயற்கைக் கோளை இரஷ்யா வானவெளியில் ஏவியது. அமெரிக்க நாட்டின் முதல் துணைக்கோள் 1958 ஆம் ஆண்டு, ஜனவரி மாதம், 31ஆம் நாள் ஃப்ளாரிடாவிலுள்ள கென்னடி முனையிலிருந்து அமெரிக்கப் படையினரால் ஏவப்பட்டது. இப்பொழுது நூற்றுக் கணக்கான செயற்கைத் துணைக்கோள்கள் பூமியின் பல பகுதிகளிலும் விண்ணிலே மிதக்கவிடப்படுகின்றன. ஒவ்வொரு துணைக்கோளும் ஒரு குறிப்பிட்ட ஆய்வு நடத்துவதற்குப் பயன்படுகிறது. உதாரணமாக, உலக வானிலைகளை ஒவ்வொரு நாளும் அறிய வானிலைச் செயற்கைக் கோள்கள் (weather satellites) பயன்படுகின்றன. விபத்துக்கள் ஏற்படாமல் கப்பல்கள், விமானங்கள் முதலியவற்றைச் செலுத்துவதற்குப் பயன்படும் செயற்கைக் கோள்களுக்கு கடல் பயணச் செயற்கைக் கோள்கள் (navigation satellites) என்று பெயர். நாம் ஓரிடத்திலிருந்து ஆற்றும் சொற்பொழிவையோ அல்லது முக்கியமான நிகழ்ச்சியையோ ஒரே நேரத்தில் உலகம் அனைத்திற்கும் தெரிவிப்பதற்காகப் பயன்படும் செயற்கைக் கோள்கள், செய்தித் தொடர்புச் செயற்கைக் கோள்கள் (communication satellites) எனப்படும். ஆகையால் நமது கற்பனைக்கும் அப்பாற்பட்ட ஓர் ஆய்வு யுகத்தை செயற்கைக் கோள்கள் தொடங்கியிருக்கின்றன என்றால் மிகையாகாது.

14-1. வானிலைச் செயற்கைக் கோள்கள்

1960ஆம் ஆண்டு, ஏப்ரல் மாதம் முதல் நாள், முதல் வானிலைச் செயற்கைக்கோள் விண்வெளிக்கு அனுப்பப்பட்டது. இதன் பெயர் டைரஸ் (Tiros) எனப்படும். இப்பெயர், (Television)

(தொலைக் காட்சி) என்ற வார்த்தையின் முதல் எழுத்து T. Infra Red (புறச் சிவப்பு) என்ற வார்த்தையின் IR என்ற எழுத்துக்கள் Observation (காட்சிப் பதிவு) என்ற வார்த்தையின் முதல் எழுத்து O, Satellite (துணைக் கோள்) என்ற வார்த்தையின் முதல் எழுத்து S, ஆகியவற்றின் சேர்க்கையாகும். இந்தச் செயற்கைக் கோளில், தொலைக்காட்சிக் கேமிரா, புறச்சிவப்புக் கூர் உணர்வு கொண்ட கருவிகள் முதலியன பொருத்தப்பட்டுள்ளன. இவை, காற்று மண்டலத்தின் நிலையை அவ்வப்போது படம் எடுத்து பூமிக்கு அனுப்புகின்றன. இத்துணைக்கோள் சுமார் 22,000 புகைப்படங் களை எடுத்துப் பூமிக்கு அனுப்பியது. இப்புகைப் படங்களிலிருந்து வானிலை ஆய்வாளர்கள் சுருளான அல்லது கொந்தளிப்பான (spiral or vortex) மேகங்கள் உருவாகும் விதத்தைக் கண்டு பிடித் தனர். புயல் ஏற்பட இம்மாதிரி மேகங்களும் காரணம் என்பதை யும் அறிந்தார்கள்.

டைரஸ்-2, 1960ஆம் ஆண்டு நவம்பர் 23ஆம் தேதி, விண்ணில் ஏவப்பட்டது. டைரஸ்-3, 1961ஆம் ஆண்டு ஜூலை 12ஆம் தேதி அனுப்பப்பட்டது. ஈஸ்தர் (Esther) என்ற புயலைக் கண்டுபிடித்த பெருமை டைரஸ்-3ஐச் சாரும். 1962ஆம் ஆண்டு பிப்ரவரி, 8ஆம் நாள் டைரஸ் விண்ணில் ஏவப்பட்டது. இதுபோல் டைரஸ்-10 வரை பலவகைப்பட்ட சோதனைகளுக்காக விண்ணில் செலுத்தப்பட்டன. இப்பிரிவில் அடங்கிய 10 டைரஸ் செயற்கைக் கோள்கள் பூமி முழுவதையும் ஆய்கின்றன. இந்த ஆய்வு நீண்ட கால வானிலை முன்னறிவிப்பிற்குப் பெரிதும் துணை புரிகின்றது. மேலும் இவைகளின் உதவியால், ஆறு, கடல், பனிக்கட்டிப் பகுதி கள் முதலியவற்றின் சரியான எல்லைகளை அறியலாம். இவற்றின் இதர உபயோகங்கள் ஆராயப்படுகின்றன. டைரஸ் வரிசை வானிலைச் செயற்கைக் கோள்களின் முதல் தொடர் ஆகும்.

மிக நுட்பமான வானிலைக் கருவிகளைச் செயற்கைக் கோள் களில் பயன்படுத்தி வானிலைகளை எவ்வாறு அறிவது என்பது பற்றிய ஆராய்ச்சி, நிம்பஸ் (Nimbus) என்ற இடத்தில் நடை பெற்று வருகிறது. இந்த இடத்திலிருந்து விண்வெளிக்கு அனுப்பிய முதல் செயற்கைக் கோளுக்கு நிம்பஸ் என்று பெயர். இது 1964 ஆம் ஆண்டு ஆகஸ்டு மாதம் 28 ஆம் தேதி அனுப்பப் பட்டது. இது வானிலைச் செயற்கைக் கோள்களின் இரண்டாம் தொடராகும். இதில் தொலைக்காட்சிக் கேமிரா புறச்சிவப்புக் கூர் உணர்வு கொண்ட மிகநுட்பமான கருவிகள் முதலியன வைக்கப்பட்டுள்ளன. இதன் உதவியால் முதன் முதலில் பூமியின் பகல், இரவு நேரப்புகைப் படங்கள் கிடைத்தன. தொலைக்காட்சிக்

கேமிரா பகல் புகைப்படங்களையும் புறச்சிவப்புக் கருவி இரவுப் புகைப்படங்களையும் அனுப்புகின்றன. ஆயிரக்கணக்கான நாட்களுக்கு உண்டான பகல், இரவும் புகைப்படங்களை நிம்பஸ்-1 பூமிக்கு அனுப்பியது. இது வானிலையை அறிவிப்பதோடல்லாமல், புவி உட்கூற்றியல், பூகோளவியல், கடலியல் முதலியவற்றைப் பற்றிய ஆய்வுக்குத் தேவையான செய்திகளையும் இது அனுப்புகிறது. இது பெரும்பாலும் துருவப் பகுதிகளை ஆய்வதற்குப் பயன்படுகிறது. இது பூமியை ஒரு நாளைக்கு இரண்டு முறை வரிக்கண்ணோட்டம் (scanning) செய்கிறது.

நிம்பஸ்-2 என்ற செயற்கைக்கோள் 1966ஆம் ஆண்டு மே மாதம் 15ஆம் தேதி அனுப்பப்பட்டது. இதுவும் பூமியின் பகல், இரவுப் புகைப்படங்களை அனுப்புகிறது. மேலும் இது பூமியின் 'வெப்பச் சரியீட்டை'க் (balance) கணக்கிட உதவுகிறது. வெப்பச் சரியீடு பூமி எவ்வளவு சூரிய ஆற்றலை உட்கவர்ந்து, எவ்வளவு ஆற்றலைக் காற்றுமண்டலத்திற்குத் திரும்ப எதிரொலிக்கிறது என்பதைக் குறிக்கிறது. இதிலிருந்து புயல் எவ்வாறு தோன்றி, வளர்ந்து, கடைசியில் மறைகிறது என்பதை மிகத்தெளிவாக அறியலாம்.

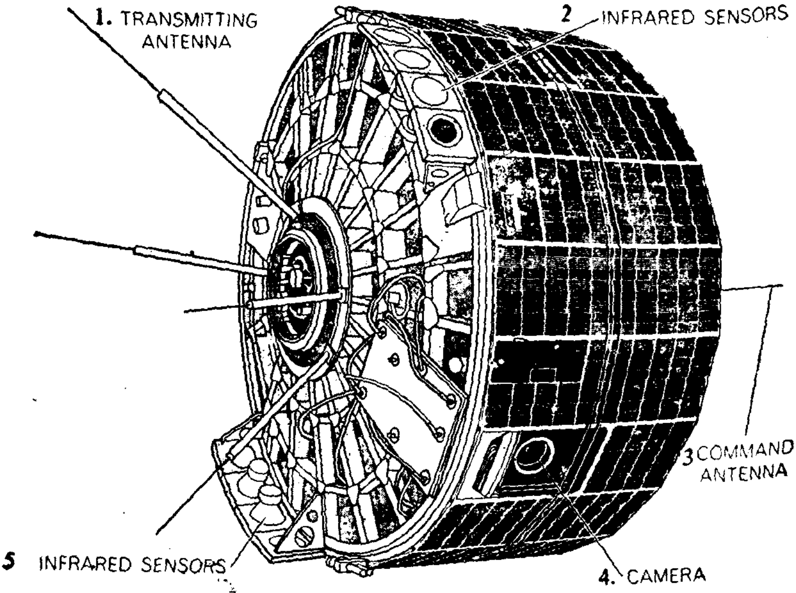
வானிலைச் செயற்கைக்கோள்களின் மூன்றும்தொடர் ஏரோஸ் (Aeros) எனப்படும், இந்தச் செயற்கைக்கோள்களின் வேகமும், பூமியின் சுழற்சிவேகமும் இசைவுப்பொருத்தம் (synchronisation) செய்யப்பட்டுள்ளன. இதன் காரணமாக, இது பூமியைப் பொறுத்தமட்டில் ஒரு குறிப்பிட்ட இடத்தில் நிலையாக இருக்கும். இம்மாதிரி மூன்று செயற்கைக்கோள்களைப் பூமியின் குறிப்பிட்ட மூன்று இடங்களில் அமைத்தால் உலக முழுவதற்குமான வானிலையை உடனுக்குடன் அறியலாம். இதன் வாயிலாகப் புயலின் தொடர்ச்சியான பாதையை நன்கு அறியலாம்.

இப்பொழுது அமெரிக்க அரசின் வாணிகத்துறை (வானிலைத் துறையும் சேர்ந்தது) சூழ்நிலைஆய்வு செயற்கைக்கோள்களை ஏவுகின்றன. இதற்கு எஸ்ஸா (ESSA—Environmental Survey Satellite) என்று பெயர். (படம் 14·1 *a*, *b*)

14-2. வானிலைக் கணிப்பு

1960 ஆம் ஆண்டு டைரஸ்-1 என்ற செயற்கைக்கோளை விண் வெளிக்கு அனுப்பி, அதிலிருந்து கிடைக்கும் செய்திகளை வைத்து, வானிலைகளைக் கணித்து, உலகின் எல்லாப் பகுதிகளுக்கும் விரைவில் தெரிவிக்கமுடியும் என்ற எண்ணம் வானிலை ஆய்வாளர்

களுக்குத் தோன்றியது. அமெரிக்க அரசைச் சேர்ந்த நாசா (NASA — National Aeronautics and Space Administration) வணிகத்துறை (வானிலைத்துறையும் சேர்ந்தது) பாதுகாப்புத்துறை முதலியவை ஒன்று சேர்ந்து, வானிலைகளைக் கணித்து உலகம் முழுவதற்கும் அறிவிப்பதற்கான பல திட்டங்களைத் தீட்டின. இதில் உருவானதுதான் தேசிய செயல் முறை வானிலைச் செயற்கைக்கோள் அமைப்பு ஆகும் (National operational meteorological satellite system). இதன் மூன்று முக்கியக் குறிக் கோள் பின்வருமாறு:

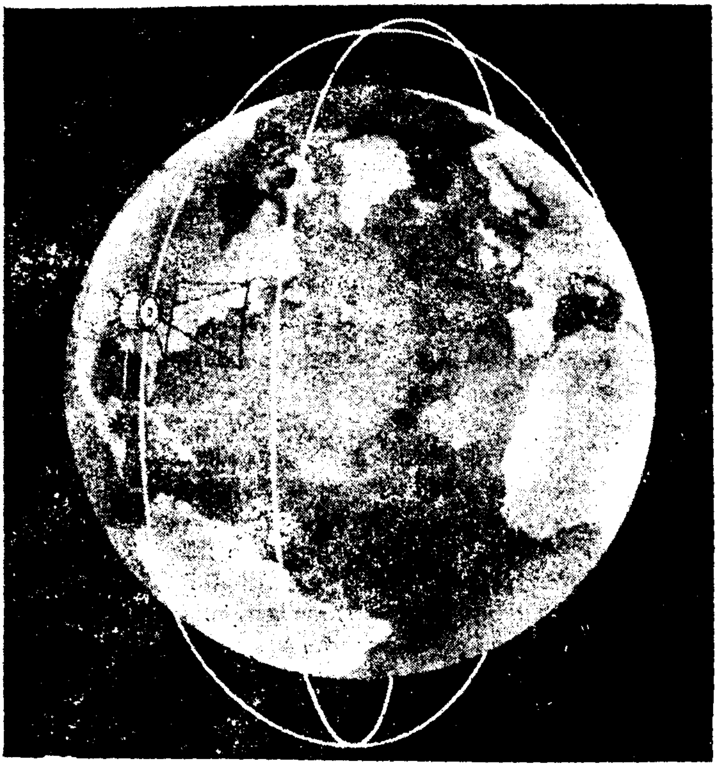


1. அலை பரப்பும் அன்டென்ன
2. புறச் சிவப்புக்கூர் உணர்வுக் கருவிகள்
3. கட்டளை அன்டென்ன
4. கேமிரா
5. புறச் சிவப்புக்கூர் உணர்வுக் கருவிகள்.

இச்செயற்கைக் கோள் இப்பொழுது பெரிதும் பயன்படுத்தப் படுகிறது. இது, இயங்குவதற்கு வேண்டிய ஆற்றல் சூரிய உயிர்மங்களிலிருந்து (solar cells) கிடைக்கின்றது.

படம் 14-1 (a)
வானிலைச் செயற்கைக்கோள்

1. 24-மணிநேரமும் வானிலையைப் பதிவு செய்தல். இதில் உலகம் முழுவதற்குமான வானிலை அடங்கும். இந்தக் குறிக்கோளை அடிப்படையாக வைத்துதான் தானுகவே புகைப் படங்களை எடுத்துப் பூமியின் பல வானிலை ஆய்வுக் கூடங்களுக்கு அனுப்பும் பலவகை நுட்பமான கருவிகள் கண்டுபிடிக்கப்பட்டன.



எஸ்ஸா செயற்கைக் கோளின் சுற்றுப்பாதை சூரியனின் தோற்ற இயக்கத்தோடு இசைவு பொருத்தம் கொள்ளுமாறு அமைக்கப்படுகிறது. இந்தச் செயற்கைக் கோள் ஒரு குறிப் பிட்டப் பாதையில் (வலது) புவிநடுக்கோட்டைக் கடக்கும் பொழுது நேரம் பிற்பகல் 3 மணி என்றால், அது பூமியை ஒரு முழுச்சுற்று சுற்றிவிட்டு மீண்டும் அதே புள்ளியை கடக்கும் பொழுதும் (இடப்புறமாக) நேரம் பிற்பகல் 3 மணியாக இருக்கும்.

படம் 14-1 (b)

எஸ்ஸா செயற்கைக்கோளின் சுற்றுப் பாதை

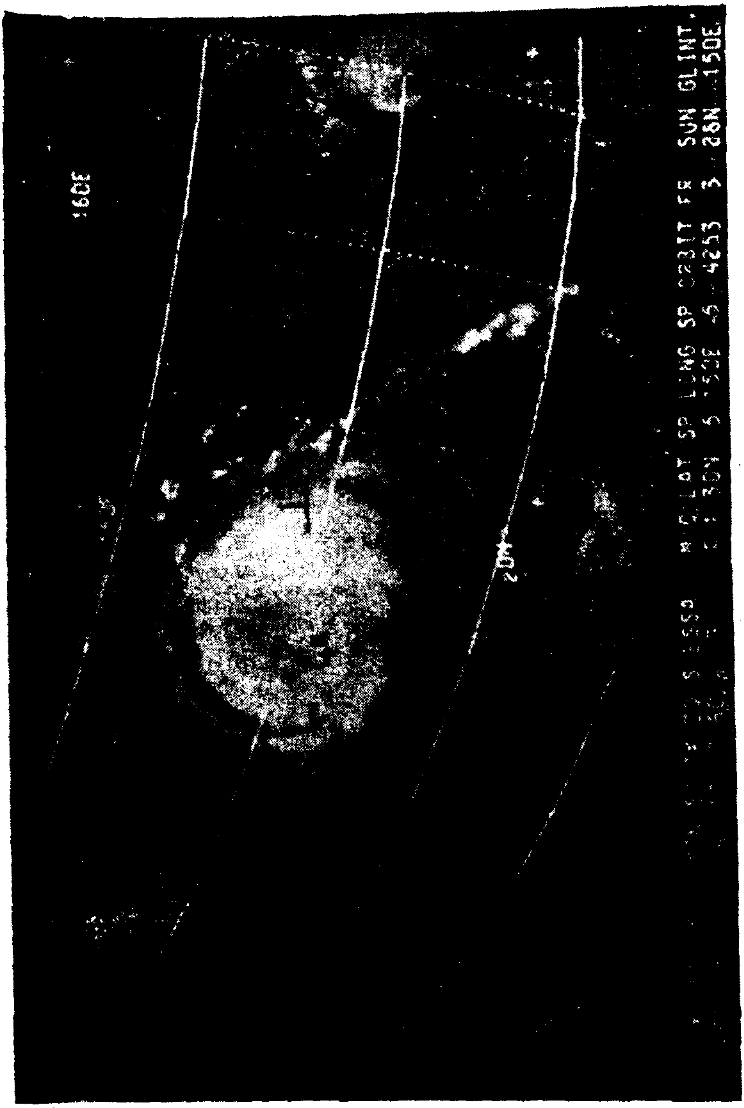
2. நிலையான சுற்றுப்பாதையிலுள்ள இசைவுப் பொருத்தச் செயற்கைக் கோள்களிலிருந்து (Synchronous satellites) காற்று மண்டலத்தைத் தொடர்ந்து ஆராய்வது. 3. வானிலை உட்கூறுகளாகிய வெப்பநிலை, ஈரப்பதன், காற்றின் அழுத்தம், காற்றோட்டத்தின் திசை, வேகம் முதலியவற்றை அளத்தல். இவ்வாறு அளந்த அளவுகளைக் கம்ப்யூட்டர்களில் ஊட்டி, வானிலைகளை முன்கூட்டியே அறிதல்.

மேற்கூறிய மூன்று குறிக்கோள்களில், முதலாவது குறிக்கோள் ஓரளவு முழுமை பெற்றுவிட்டது என்று கூறலாம். இரண்டாவது குறிக்கோளை அடைய ஆய்வுகள் தொடர்ந்து நடக்கின்றன. இதில் வேகமான முன்னேற்றமும் காணப்படுகிறது. மூன்றாவது மிகவும் சிக்கலான குறிக்கோளாகும். இத்துறையில் வெற்றிகாண இன்னும் பல ஆய்வுகள் நடைபெற வேண்டும்.

14·3. செயற்கைக் கோள்களின் பயன்கள்

வானிலை முன்னறிவிப்பிற்கு ஒரு குறிப்பிட்ட நேரத்தில் பூமி முழுவதும் பரந்து கிடக்கும் காற்றுமண்டலத்தின் நிலையைப் பற்றியோ அல்லது குறைந்தது ஒரு கோளப்பகுதிக் காற்றுமண்டலத்தின் நிலையைப்பற்றியோ நன்கு அறிதல் வேண்டும். ஆகையால் இதற்கு முக்கியமாக வேண்டுவது காற்றுமண்டலத்தைப்பற்றிய செய்திகளைத் தேவையான அளவு சேகரித்தலாகும். ஆனால், பூமியிலுள்ள வானிலை ஆய்வுக் கூடங்கள், கடலில் உள்ள கப்பல்கள், விண்ணிலுள்ள விமானங்கள் முதலியவற்றைப் பயன்படுத்திப் பூமியின் 20% பகுதியை மட்டுமே இதுவரை ஆராய முடிந்தது. பெரும்பகுதி கடல் பரப்புகளும், நிலப் பரப்புகளும் மேற்கூறிய வழிகளால் இதுவரை சரிவர ஆராயப்படவில்லை.

இப்பொழுது பயன்படுத்தப்படும் செயற்கைக்கோள்கள், ஒரு குறிப்பிட்ட நேரத்தில், பூமி முழுவதும் பரந்து கிடக்கும் காற்றுமண்டலத்தின் நிலைகளை நன்கு ஆராயக்கூடிய சக்தி வாய்ந்தது. ஆனால், அவற்றால் இப்பொழுது பழக்கத்திலுள்ள முறைகளில், காற்றோட்டத்தின் திசைவேகம், காற்றின் அழுத்தம், வெப்பநிலை, ஈரப்பதன், வீழ்படிவாதல் முதலியனவற்றைக் கணக்கிடுதல் இயலாது. செயற்கைக்கோள்கள், மேற்கூறிய வானிலை உட்கூறுகளையும் கணக்கிடவேண்டின், அவற்றின் செயல்திறனை அதிகமாக்க வேண்டும். இதற்குத் தேவையான முயற்சிகள் நடைபெற்று வருகின்றன. இவ்வாறு கூறுவதால் செயற்கைக் கோள்களின் செயல்திறனைப்பற்றிக் குறைவாக எண்ணி விடுதல் கூடாது. அவை, இதுவரை வானிலை ஆய்வாளர்



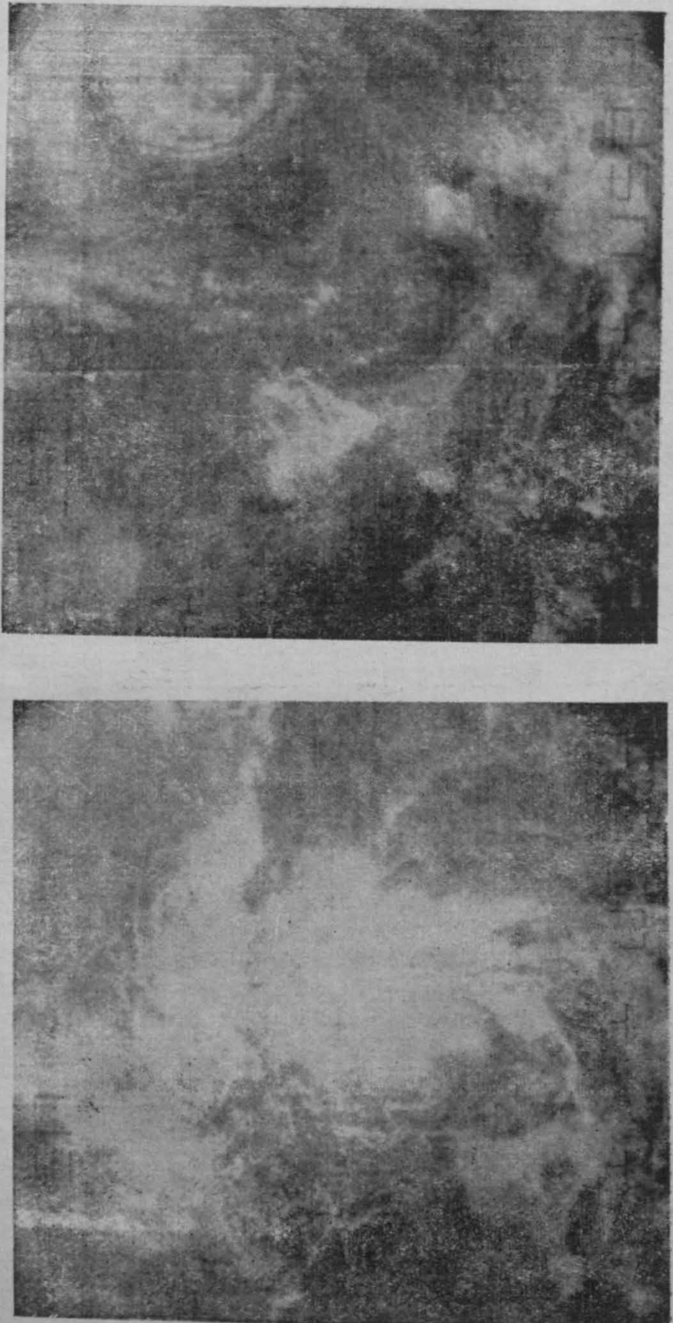
E-கன் இது எஸ்ஸா-3 என்ற செயற்கைக் கோளினால் எடுக்கப்பட்டப் புகைப்படம்
படம் 14-2 — டைபோன் ஒபால் புயல்

களுக்குக் கணக்கற்ற முறைகளில் பயன்பட்டிருக்கின்றன என்பதை மறந்தல் கூடாது. இதைப் பின்வரும் உதாரணங்களில் இருந்து தெரிந்து கொள்ளலாம்.

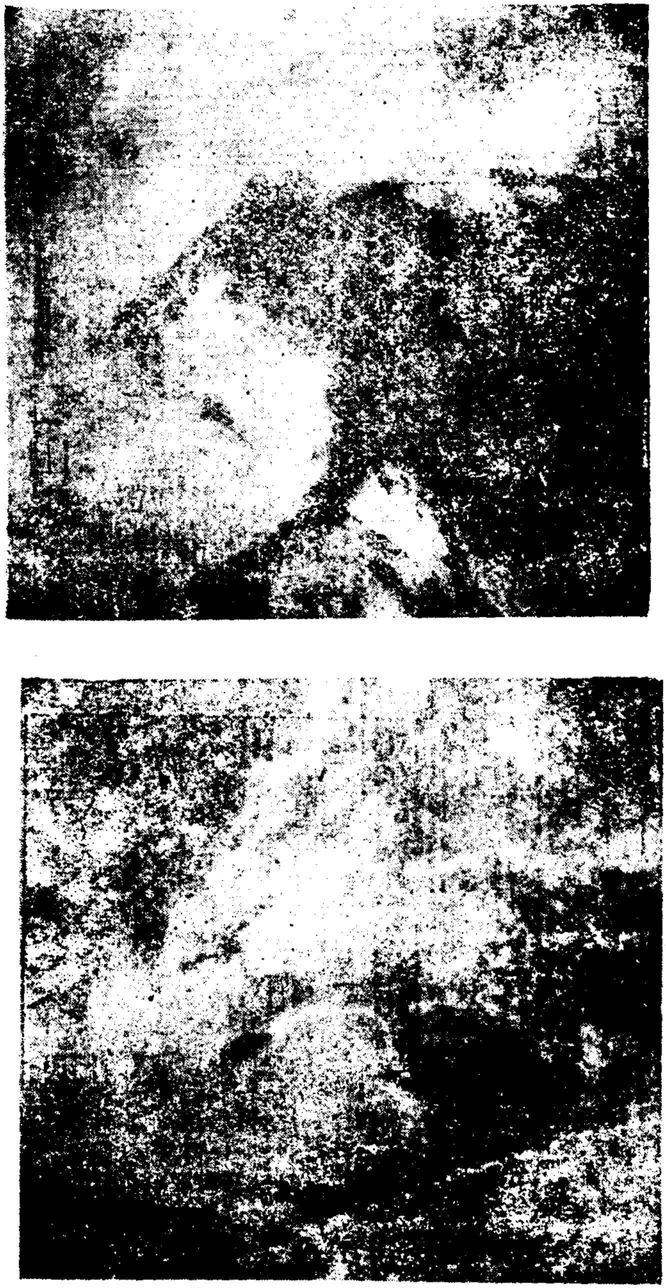
வெப்பமண்டலப் புயல் காற்றுகளைப்பற்றிப் பகுப்பாய்வு செய்வதற்கும் அவற்றின் பாதைகளைத் தொடர்ந்து கவனிப்பதற்கும் தேவையான செய்திகளைச் செயற்கைக் கோள்கள் தருகின்றன. உதாரணமாக, 1967ஆம் ஆண்டு, செப்டம்பர் 6ஆம் தேதி, எஸ்ஸா-3 என்ற செயற்கைக் கோள், டைபோன் ஓபால் (Typhoon opal) என்ற புயலைப் புகைப்படம் எடுத்துப் பூமிக்கு அனுப்பியது (படம் 14-2). இது பசிபிக் கடலின்மேல் ஜப்பான் நாட்டிலிருந்து தென் கிழக்காகச் சுமார் 1,000 மைல் தொலைவில் உருவானது. இப்புயலின் 'கண்' வழக்கத்திற்கு மாறாக மிகத் தெளிவாகக் காணப்படுகிறது. இதனைச் சுற்றியும் உள்நோக்கி, மேகங்கள் பட்டை பட்டையாகச் சுருண்டு காணப்படுகின்றன. இவ்வாறு சுருண்டு, பட்டை வடிவில் காணப்படும் மேகங்களே, வெப்பமண்டலப் புயலின் சிறப்பியல்பாகும். புயலின் 'கண்' தெளிவாகத் தெரியவில்லையென்றாலும், மேகப் பட்டைகளின் வடிவம், வரையறை முதலியவற்றிலிருந்து புயலின் நடுப்பகுதியைக் கணக்கிடலாம். செயற்கைக் கோள்கள் அனுப்பும் வெப்பமண்டலத்தைப்பற்றிய புகைப்படத்தை ஆய்ந்து அதற்கான விளக்கங்களைக் காணும் அனுபவத்திலிருந்து, இப்பொழுது புகைப் படங்களைப் பார்த்த மாத்திரத்திலேயே அப்புயலில் உருவாகும் காற்றோட்டத் திசைவேகத்தை நன்கு அறியமுடிகிறது. ஆகையால் செயற்கைக் கோள்கள் அனுப்பும் படங்களை உடனுக்குடன் ஆய்ந்து, வெகு தொலைவில் உருவாகும் புயல்களைக் கண்டறிந்து விமானம், கப்பல் முதலியவற்றிற்கு முன் எச்சரிக்கைச் செய்யலாம். பூமியின் எல்லாப் பகுதிகளுக்கும் வானிலை முன்னறிவிப்புச் செய்யலாம். உதாரணமாக, இரண்டு செயற்கைக் கோள்கள் அனுப்பிய புகைப்படங்களைக்கொண்டு 1968ஆம் ஆண்டு அக்டோபர் மாதம், புளோரிடாவில் மிகுந்த சேதத்தை உண்டாக்கிய புயலைப்பற்றி முன் கூட்டியே அறிந்து முன்னறிவிப்பும் செய்யப்பட்டது (படம் 14-3).

மேலும், செயற்கைக் கோள்கள் அனுப்பும் புகைப்படங்களிலிருந்து ஜெட் காற்றோட்டங்களைப்பற்றி நன்கு அறியலாம். ஜெட்காற்றோட்டங்கள் விமான, கப்பல் போக்குவரத்துக்களுக்கு ஒரு பெரிய சவாலாகும். ஆகையால் மிகத் தீவிரமாகவும், கொந்தளிப்புடனும் வீசும் இக்காற்றோட்டங்களைப்பற்றி தெரிந்து கொள்ளுதல் மிக அவசியமாகும். படம் 14-4 ஜெட்காற்றோட்

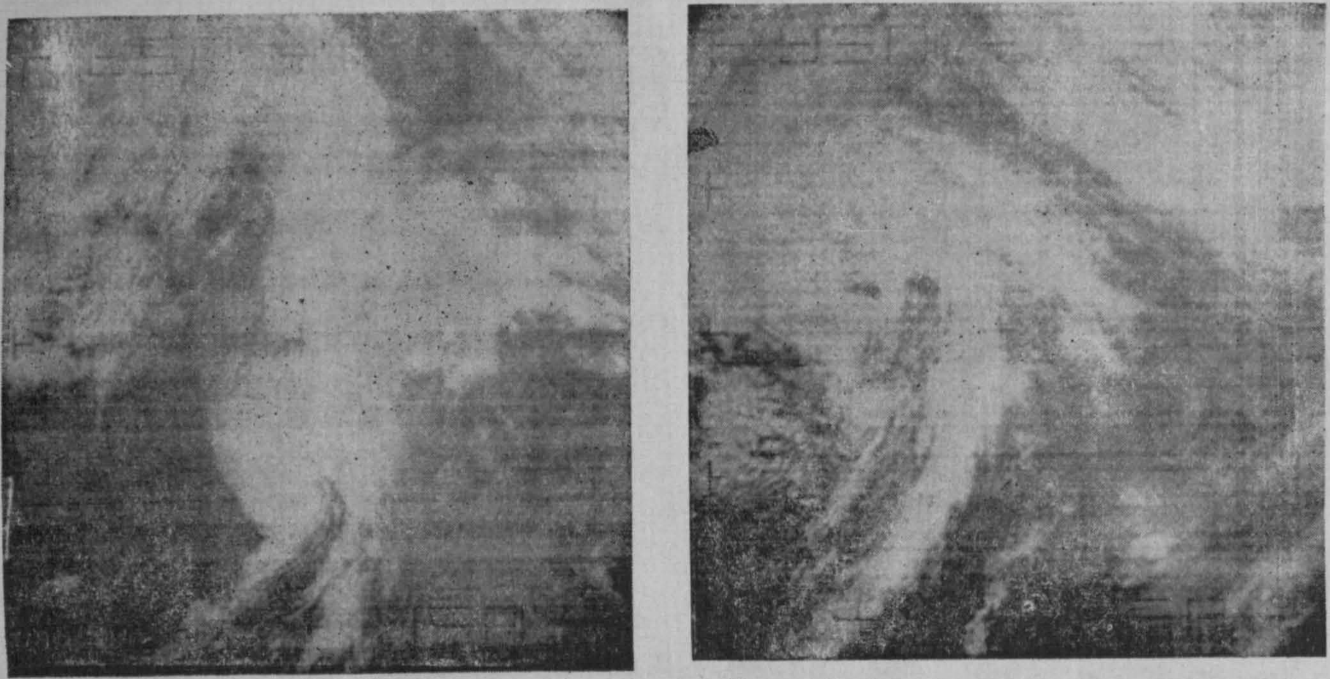
படம் 14-3



படம் 14·3



படம் 14-3



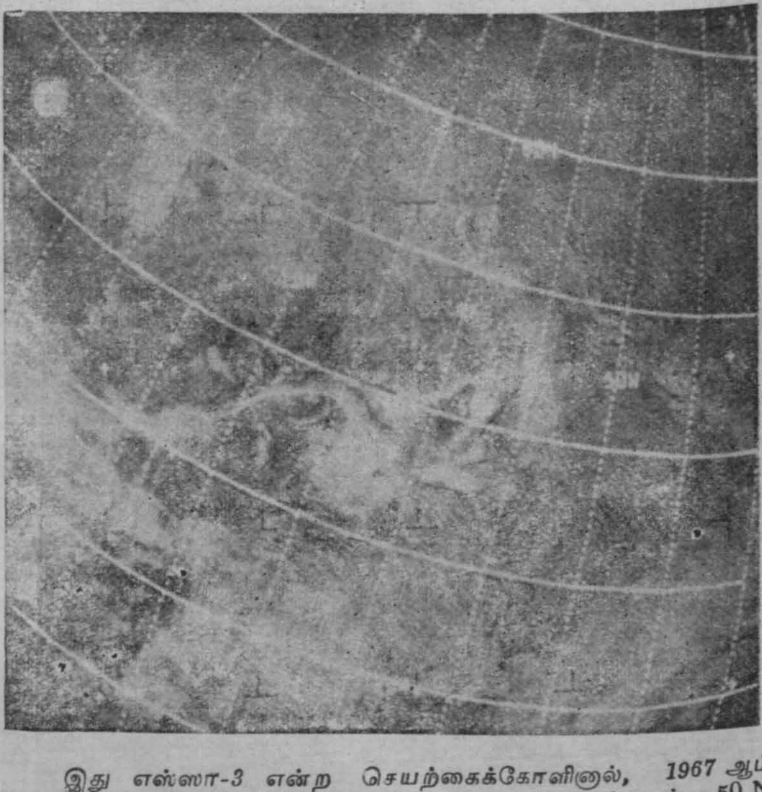
புளோரிடாவில் பெருந்த சேதத்தை விளைவித்தப் புயல் இதுவே. 1. அக்டோபர் 14-ந்தேதி புயலின் நிலை 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8 அக்டோபர் 15 முதல் 21-ந்தேதி வரை, புயலில் அன்றாடம் ஏற்பட்ட மாறுதல்களைக் குறிக்கின்றன.

படம் 1[illegible]-3— கிலேடிஸ் புயல்

படம் 14-4 — ஜெட் காற்றோட்டம்

இதன் வலதுபுறமாக வளைந்து செல்லும் மெலிந்த கறுத்தக்கோடு ஜெட் காற்றோட்டத்தைக் குறிக்கிறது. இது நியூஃபவுண்ட் லேண்ட் பகுதிக்கும் அருகில் எடுக்கப்பட்டது.

டத்தைக் குறிக்கும், ஒரு புகைப்படம். இது செயற்கைக் கோளினால் பூமிக்கு அனுப்பப்பட்டது. அதன் வலது புறமாக வளைந்துசெல்லும் மெலிந்த கறுத்த கோடு ஜெட் காற்றோட்டத்தைக் குறிக்கிறது. மிக உயரத்தில் உள்ள சிர்ரஸ் மேகங்கள் ஜெட்காற்றோட்டத்தின் விளிம்புகளில் முடிவடைகின்றன. சூரிய ஒளியானது, இம்மேகங்களில், ஒரு குறிப்பிட்ட கோணத்தில் விழும் பொழுது, அவை மேகங்களுக்கடியில் ஒரு நல்ல நிழலை உண்டாக்கு கிறது. இந்நிழல், ஜெட்காற்றோட்டத்தின் இருப்பிடத்தையும், அது செல்லும் பாதையையும் தெரிவிக்கின்றது.



இது எஸ்ஸா-3 என்ற செயற்கைக்கோளினால், 1967 ஆம் ஆண்டு பிப்ரவரி 19-ந் தேதி எடுக்கப்பட்ட புகைப்படம். 50 N என்ற அடையாளத்திற்குக் கீழே இடதுபுறமாக இருக்கும் வெண்மைப் பகுதி, புனித லாரன்ஸ் வளைகுடா, புனித லாரன்ஸ் ஆறு இவைகளின் பனிக்கட்டிப் பகுதியைக் குறிக்கின்றது. மேல் பகுதியின் இடதுபுறமாக இருப்பது ஹட்சன் விரிகுடா.

படம் 14-5

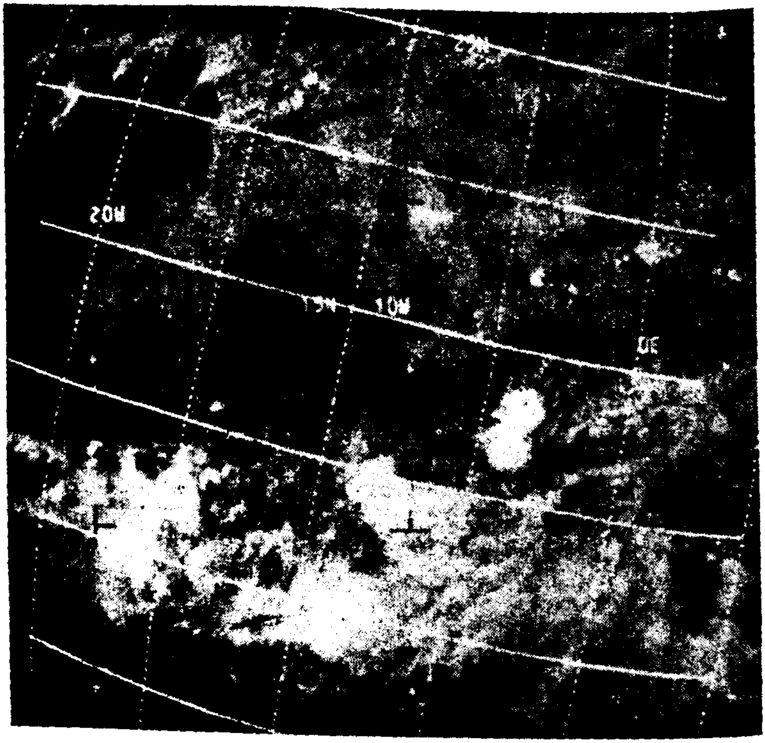
பனி, பனிக்கட்டிமூடி

குறிப்பாகத் துருவப்பகுதிகளில் பனிபடிந்திருக்கும் இடங்களை யும் கடல் நீர் உறைந்து பனிக்கட்டி ஆகியிருக்கும் இடங்களையும் செயற்கைக் கோள்கள் அனுப்பும் புகைப்படங்களிலிருந்து நன்கு அறியலாம் (படம் 14-5). இப்புகைப் படங்களில் உள்ள பனிப்படி வின் தோற்றமானது அந்த நிலப்பரப்பின் தன்மை, அங்குள்ள காடுகளின் அமைப்பு, பனியின் ஆழம் முதலியனவற்றைப் பொறுத் திருக்கும். இப்பொழுது செயற்கைக் கோள்கள் அனுப்பும் புகைப் படங்களிலிருந்து பல விளக்கப் படங்கள் தயார் செய்யப்படு கின்றன. இவற்றிலிருந்து ஆர்க்டிக், அன்டார்க்டிக் பகுதிகளில் பனி, கடல் பனிக்கட்டி (sea ice) முதலியன எவ்வாறு பங்கிடு செய்யப்பட்டுள்ளன என்பதை அறியலாம். மேலும் இப்புகைப் படங்களிலிருந்து துருவப்பகுதிகளில் நிலவிவரும் வானிலையை முன் கூட்டியே அறியலாம். விரும்பத் தகாத வானிலை இருக்கும் பொழுது மிக விலையுயர்ந்த விமானங்களை இப்பகுதிகளில் பறக்க விடுவதைத் தடுக்கலாம். இதனால் ஒரு பருவத்திற்கு சுமார் ஒரு லட்சம் டாலர்கள் நாசமடைவது தவிர்க்கப்படுகிறது.

எஸ்ஸா-5 என்ற செயற்கைக் கோள் 1967ஆம் ஆண்டு ஜூன் மாதம் 7ஆம் தேதி, சகாரா பாலைவனத்தில் நிலவும் மணல் புயலைப் (sand storm) படமெடுத்தது. இப்புயல் அட்லான்டிக் கடற்கரை அருகில் 20° மேற்கிலும், 15° வடக்கிலும் சுமார் 3,000 மைல் வரை கிழக்கு முகமாக அமைந்திருப்பது அப்புகைப் படத்திலிருந்து அறியப்பட்டது (படம் 14-6).

தானாகவே படமெடுத்துப் பூமிக்கு அனுப்பும் முறை, முதலில் சிறு பகுதிகளுக்கான வானிலை முன்னறிவிப்புகளைச் செய்யத் தொடங்கப்பட்டது. ஆனால், செயற்கைக் கோள்கள் அனுப்பும் எண்ணற்ற புகைப்படங்களில் பெரும் நிலப்பரப்பு அடங்கியிருப்ப தால் அவற்றைக் கொண்டே இன்னும் அதிக அளவு நன்மைகளை அடையலாம். உதாரணமாக, இப்புகைப் படங்களைக்கொண்டு, அனைத்துலக நீர்ப்பரப்பில் கப்பல்கள் செலுத்துவதற்கான வானிலை விளக்கப்படங்கள் தயார் செய்யப்படுகின்றன. இதுவரை காற்று மண்டலத்திற்கு ஏவப்பட்ட விமானங்கள் சேகரித்த செய்தி களைக் கொண்டும் பூமியின் மேற்பரப்பில் அமைந்துள்ள வானிலை நிலையங்கள் சேகரித்த செய்திகளைக் கொண்டும், இத்தகைய விளக் கப்படங்கள் தயாரிக்கப்பட்டன. இவற்றிலிருந்து கடல்பரப்பில் நிலவும் வானிலைகள் ஊகிக்கப்பட்டன. ஆனால் செயற்கைக் கோள்கள் அனுப்பும் புகைப்படங்கள் விளக்கப்படங்கள் தயாரிக் கின்றவர்களுக்கு அவ்வப்போது வேண்டிய செய்திகளைத் தருகின்றன. இவ்வாறு தயார் செய்த விளக்கப்படங்கள் மிகவும்

நன்மை பயக்கின்றன என்று அனைத்துலக கப்பலோட்டிகள் கருது கின்றனர். ஆகையால் இவர்கள் இத்தகைய விளக்கப்படங்களை மிகுந்த உற்சாகத்துடன் வரவேற்கின்றனர்.



சகாரா பாலைவனத்தில் ஏற்படும் மணல் புயல். இது எஸ்ஸா-5 என்ற செயற்கைக் கோளினால் படமாக்கப்பட்டது.

படம் 14-6

மணல் புயல்

14-4. பொறியியல் நுட்பங்கள்

செயற்கைக் கோள்களால் எடுக்கும் புகைப்படங்கள் வரிக் கண்ணோட்ட முறையால் (scanning procedure) பூமிக்கு அனுப்பப் படுகின்றன. இப்புகைப்படங்கள் பூமியில் உள்ள பிராந்திய வானிலை நிலையங்களில் வரிக்கு வரிதானாகவே அச்சிடப்படுகின்றன. இவற்றிற்கான விவரங்களும் (data) ஒரு காந்த ரிப்பனில் பதிவு செய்யப்படுகின்றன. பின்பு, இந்த படச்சைகைகள், வாஷிங்டன்

நகருக்கு அருகிலுள்ள செயற்கைக் கோள் நிலையத்திற்கு அனுப்பப் படுகின்றன. அங்கு, படச் சைகைகள் ஒரு சமயத்தில் ஒரு வரி வீதம் கினஸ்கோப் (kinescope) என்ற கருவியில் தோன்றும்படிச் செய்யப்படுகின்றன. அப்பொழுது அவை 35 மி.மீட்டர் படச் சுருளில் (film) பதிவு செய்யப்படுகின்றன. இது முடிந்ததும், செயற்கைக் கோள் எந்தப்பகுதியை ஆய்ந்ததோ, அப்பகுதியின் குறுக்கு நெடுக்குக் கோடுகளின் அளவுகள் மற்றும் புவியியல் இயல்புகள் முதலியனவும் இத்துடன் மேற்பொருத்தப்படுகிறது. (superposed) மேலும், இப்படம் எடுக்கப்பட்ட தேதி, நேரம், மற்றும் அது சம்பந்தப்பட்ட இதர செய்திகளை அனைத்தும் இத்துடன் பதிவு செய்யப்படுகின்றன.

இவ்வேலை ஒவ்வொரு நாளும் உலகம் முழுவதற்குமான வானிலைகளைக் கணக்கிடத் தொடர்ந்து நடைபெறுகிறது. (படம் 14-7). இவ்வேலையைச் செய்ய மிகவேகமாகக் கணக்கிடக் கூடிய கம்ப்யூட்டர்கள் பயன்படுத்தப்படுகின்றன. இப்பொழுது செயற்கைக் கோள்களைக் கொண்டு வண்ணப் படங்களும் எடுக்கப்படுகின்றன. இதற்கு ஒளியின் பெருக்கி (photo multiplier) வகையைச் சார்ந்த மூன்று ஒளிப்பகுப்பான்கள் செயற்கைக் கோள்களில் இணைக்கப்படுகின்றன. இவை முறையே, சிவப்பு, பச்சை, நீலம், ஆகிய நிறங்களுக்குக் கூர் உணர்வு கொண்டவை. ஒளிப்பகுப் பான்களின் வெளிவரு அளவு (output) பூமியிலுள்ள வானிலை நிலையங்களில் வண்ணப்படச் சுருளில் பதிவு செய்யப்படுகிறது. இதிலிருந்து கிடைக்கும் புகைப்படங்கள் பார்பபதற்கு மிக அழகாக கருத்தைக் கவரும் வண்ணம் இருக்கும். ஆனால் இவை, கறுப்பும் வெள்ளையுமான புகைப்படங்கள் தரும் செய்திகளைவிடப் புதிதாக ஒரு செய்தியையும் தருவதில்லை. வண்ணப் படங்கள் எடுக்க அதிகப் பணச்செலவாகிறது. ஆகையால் வருங்காலத்தில் செயற்கைக் கோள்களில் வண்ணப் படங்கள் எடுக்கவேண்டிய கருவிகளைப் பொருத்தவேண்டியது அவசியமா, இல்லையா என்பது பற்றி வானிலை ஆய்வாளர்கள் சிந்தனை செய்து வருகின்றார்கள். ஆனால் இதுபற்றி, இதுவரையில் எந்த ஒரு முடிவும் எடுக்கப்படவில்லை.

புகைப்படங்களை நேரிடையாக ஓரிடத்திலிருந்து மற்றொரு இடத்திற்கு அனுப்பவேண்டிய செய்தித்தொடர்பு வலையமைப்பு (communication net works) உலகின் எல்லா இடங்களிலும் இல்லை. காரணம் இதனை அமைக்கப் பெரும் பணச்செலவு ஏற்படுகிறது. ஆகையால், காட்சிப்பதிவு செய்யப்பட்ட வானிலை அளவுகளை எல்லா இடங்களுக்கும் தெரிவிப்பதற்கு ஒரு செய்திச் சுருக்க முறை

(schematic means) தேவைப்படுகிறது. இந்தச் செய்திச்சுருக்க முறைக்கு மேகப்பகுப்பாய்வு (Nephanalysis) என்று பெயர். இது

இது 1968 ஆம் ஆண்டு, அக்டோபர் 29-ந் தேதி துருவப்பகுதியில் மிதக்கும் செயற்கைக் கோளினால் படமாக்கப்பட்டது. இது வடகோளத்தின் தோற்றம் (பகலில்).

படம் 14-7

வடகோளம்

ஒரு கிரேக்க வார்த்தையிலிருந்து (Nephete) வந்தது. இதன் பொருள் 'மேகம்' என்பதாகும். இது, செய்தித்தாள்களில் பிரசுரமாகும் வானிலைப்படங்களை ஒக்கும். ஆனால் இதில் செயற்கைக் கோள்களிலிருந்து மட்டும் சேகரிக்கப்பட்ட சில வானிலை உட்கூறுகளின் அடையாளங்கள் கூடுதலாகக் கொடுக்கப்பட்டிருக்கும். இப்பகுப்பாய்வு முறை அமெரிக்கா நாட்டின் ஃபாக்ஸிமிலி வலையமைப்புடன் தொடர்பு கொண்டுள்ள எல்லா வானிலைநிலையங்

களுக்கும் பயன்பட்டு வருகிறது. நியூயார்க், சான்பிரான்ஸிஸ்கோ முதலிய இடங்களிலிருந்து உலகிலுள்ள மற்ற எல்லா நாடுகளுக்கும் வானொலி அறிவிப்புச் செய்யப்படுகிறது.

வானிலையைச் சரிவர அறியப் பூமியின் வெப்பச்சரியீட்டு நிலையை நன்கு தெரிந்து கொள்ள வேண்டும். பூமிக்கு வேண்டிய வெப்பஆற்றல் முழுவதும் சூரியனிடம் இருந்துதான் கிடைகின்றது. ஆகையால், காற்றுமண்டலத்தில் ஏற்படும் பலவகை மாற்றங்களை அறியப் பூமியில் விழும் வெப்பஆற்றலின் அளவையும், பூமியிலிருந்து வெளிப்படும் வெப்பஆற்றலின் அளவையும் நன்கு கணக்கிடுதல் அவசியம். இவைகளை அளக்கப் பலவகைப்பட்ட ரேடியோமீட்டர்கள் (radio meters) வானிலைச் செயற்கைக் கோள்களில் பயன்படுத்தப்பட்டன. ஆனால் இவைகளிலிருந்து கிடைத்த அளவுகளை வைத்துக் கணக்கிடப்பட்ட வெப்பமாற்றங்கள் நம்பதகுந்தனவாக இல்லை. இருப்பினும் ரேடியோமீட்டர்களில் இருந்து கிடைத்த அளவுகளை மேகங்களின் சிறப்பியல்புகளுடன் இணைத்து, மேகங்களின் எதிரொளிப்புத் திறனைக் (reflectivity) கணக்கிடலாம். ஆனால், இவ்வாறு கணக்கிடப்பட்ட அளவுகள் மற்ற முறைகளில் கணக்கிடப்பட்ட அளவுகளிலிருந்து முற்றிலும் மாறுபட்டவைகளாக இருக்கின்றன. இந்த முரண்பாட்டைத் தீர்ப்பதற்கான ஆய்வு இப்பொழுது நடைபெறுகிறது.

14-5. புதிய ஆய்வுகள்

இப்பொழுது இருக்கும் நடைமுறைச் செயற்கைக்கோள்கள் முன்பு குறிப்பிட்ட மூன்று குறிக்கோள்களில், முதலாவது குறிக்கோளைச் செம்மைப்படுத்துவதற்கு அதிகக் காலம் எடுத்துக் கொள்ளும். மேலும் இரண்டாவது, மூன்றுவது குறிக்கோளைச் செம்மைபடுத்துவதற்கான செயல்திறன் இக்கோள்களுக்கு இல்லை. ஆகையால் அமெரிக்காவிலுள்ள நாசாநிறுவனம், புதிய ஒரு செயற்கைக்கோள் தொடரைப்பற்றி ஆய்வுகள் நடத்தியது. வானிலைகளுக்கான மிக நுட்பமான கருவிகளைப்பற்றிச் சோதனைகள் பல செய்தது. இதன் விளைவாக எழுந்ததுதான் டைரஸ்-M என்ற செயற்கைக்கோள். இது செம்மைப்படுத்தப்பட்ட டைரஸ் தொடர் செயற்கைக்கோள் ஆகும். இது இப்பொழுது நடைமுறையில் இருக்கும் செயற்கைக் கோள்களைவிட உருவில் பெரியது ஏனெனில் இதில் பல கூடுதலான அறைகள் உள்ளன. ஓர் அறையில், சூரியனிடமிருந்து வரும் புரோட்டான்களின் (protons) செறிவை அளக்க ஒரு கூர் உணர்வுக்கருவி பொருத்தப்பட்டிருக்

கிறது. மீதி அறைகளில், ஆராய்ச்சியின் விளைவாக அவ்வப்போது கண்டுபிடிக்கப்படும் புதிய கூர்உணர்வுக் கொண்ட கருவிகள் பொருத்தப்படும்.

டைரஸ் தொடரை செம்மையாக்கியது போலவே, நாசா நிறுவனம் நிம்பஸ் தொடரையும் செம்மையாக்கியது. குறிப்பாக, புறச்சிவப்புக் கூர்உணர்வு கொண்ட கருவிகள் கணிசமான முறையில் செம்மையாக்கப்பட்டுள்ளன. இதன் காரணமாகப் பகலில் எந்த அளவு துல்லியமாகக் காட்சிப் பதிவு செய்ய முடியுமோ அதே அளவு துல்லியமாக இரவிலும் காட்சிப்பதிவு செய்யமுடியும். படம் 14-8-ல் 1966 ஆம் ஆண்டு செப்டம்பர் 24 ஆம் தேதி, நிம்பஸ்-2 என்ற செயற்கைக்கோளினுல் எடுக்கப் பட்ட புறச்சிவப்புப்புகைப்படம் ஒன்று கொடுக்கப்பட்டுள்ளது. பொதுவாக, மிகுந்த வெப்பமானபகுதி வெண்மையாகத் தெரியும். ஆனுல் இப்புகைப்படம் இதற்கு நேர் எதிரானதைக் காட்டுகிறது. அதாவது, பெரிய ஏரிகளின் வெப்பமானநீர் கறுப்பாகவும், குளிர்ந்த சிர்ரஸ் மேகத்தின் பனிப்படிகங்கள் வெண்மையாகவும் தெரிகின்றன. இப்படம், ஃப்புளோரிடாப் பகுதியைப் பற்றியதாகும்.

உயர்-பகுப்புத்திறன் உள்ள புறச்சிவப்புக் கூர்உணர்வுக் கருவிகளிலிருந்து (High-resolution infrared sensors) கிடைத்த அடிப்படை விவரங்களிலிருந்து, வெப்பநிலையைக் கணக்கிடலாம். ஏனெனில் ஒரு பொருளின் வெப்பநிலை, ஒளிஆற்றலின் செறிவைப் பொறுத்திருக்கிறது. ஒளிஆற்றலின் செறிவைக் கூர்உணர்வுக் கருவி அளப்பதால், அதிலிருந்து வெப்பநிலையைக் கணக்கிடலாம். உதாரணமாக, ஒரு மேகத்தின் உச்சியிலிருந்து கதிர்வீச்சு எதிரொளிக்கப்பட்டுக் கூர்உணர்வுக்கருவியை அடைந்தால் அந்த ஒளிஆற்றலின் செறிவைக் கொண்டு மேகத்தின் வெப்பநிலையைக் கணக்கிடலாம். மேலும், மேகஉச்சியின் உயரத்தையும் சரிவரத் தெரிந்து கொள்ளலாம். இந்த விவரங்கள் வானிலைப் பகுப்பாய்வுக்குப் பெரிதும் துணைபுரிகின்றன.

மேற்கூறிய செயற்கைக்கோள் கடல் நீரோட்டங்களைப்பற்றி அறியவும் இப்பொழுது பயன்படுத்தப்படுகிறது. (5·10 என்ற பகுதியைப் பார்க்கவும்). சேர்ந்தாற்போல இரண்டு நாட்களுக்கான விவரங்களைப் பகுத்தாய்ந்து, நீரோட்டங்களின் திசையைக் கணக்கிடலாம். செயற்கைக் கோள்களிலிருந்து

இது நிம்பஸ்-2 என்ற செயற்கைக் கோளினால் 1966ஆம் ஆண்டு, செப்டம்பர் மாதம் 24-ந்தேதி எடுக்கப்பட்ட புகைப்படம். கறுப்பாகத் தெரிவது பெரிய ஏரிகளின் வெப்பமான நீர். வெண்மையாகத் தெரிவது குளிர்ந்த சிர்ரஸ் மேகத்தின் பனிப்படிகங்கள். இப்படம் ஃப்ளோரிடாப் பகுதியைப் பற்றியதாகும்.

படம் 14-8 — புறச்சிவப்புப் புகைப் படம

கிடைக்கும் விவரங்களை அடிப்படையாகக் கொண்டு கடலின் வெப்பநிலையைக் குறிக்கும் வண்ண விளக்கப்படங்கள் தயாரிக்கப் படுகின்றன. டைரஸ்-M-ல் உயர்-பகுப்புத்திறன் உள்ள புறச் சிவப்பு ரேடியோ மீட்டர்களைப் பொருத்தி வாரத்திற்குப் பல முறை மேற்கூறிய விளக்கப்படங்களைத் தயாரிக்கலாம். தேவைப் பட்டால் தினம் ஒரு விளக்கப்படம் கூடத் தயாரிக்கமுடியும். மேலும், இச்செயற்கைக்கோளின் உதவியால் நிலப்பரப்பின் புறச் சிவப்பு வெப்பநிலையையும் அறியலாம். இதிலிருந்து மேகங் களுக்கும் பனி, பனிக்கட்டி முதலியவற்றிற்கும் உள்ள வேறு பாடுகளை நன்கு அறியலாம். ஆனால் இத்தகைய விவரங்களைக் காண்புறு ஒளிஅலைகளைக் கொண்டு எடுக்கப்பட்ட புகைப்படங் களிலிருந்து அறிதல் இயலாது. மேற்கூறிய வேறுபாடுகள் தெரிந்தால், அதிலிருந்து வெள்ளப்பெருக்கு நீரின் பங்கீடு முதலியவற்றை அறிந்து வானிலைமுன்னறிவிப்புச் செய்யலாம்.

நிம்பஸ்தொடரின் ஒரு புதிய பயன், காற்றுமண்டலத்தில், செங்குத்தாக வெப்பநிலை எவ்வாறு பங்கீடு செய்யப்பட்டுள்ளது என்பதை அறிவதாகும். இதற்கான புதிய நுட்பமான கருவிகள் பரிசோதனை செய்யப்பட்டு வருகின்றன. 15 மைக்ரான் அலை நீளமுடைய கதிர்வீச்சையும், 8-லிருந்து 12 மைக்ரான்கள்வரை அலைநீளமுள்ள கதிர்வீச்சையும் பயன்படுத்தும் நிறமாலைமானிகளை (spectrometers) கொண்டு செங்குத்து வெப்பநிலைப் பங்கீட்டை நன்கு அறியலாம். இதிலிருந்து, 3,000 அடி தடிமன் உடைய வெவ்வேறு காற்றுப்படலங்களின் சராசரி வெப்பநிலை கணக்கிடப் பட்டது. நிறமாலைமானியின் செயல்திறன், அதிக உயர நிலைமட்டபலூன் என்ற கருவியில் பயன்படுத்தப்பட்டபொழுது வெளிப்பட்டது. பின்பு, நிம்பஸ்-3 என்ற கருவியில் நிறமாலை மானி பொருத்தப்பட்டது. இதிலிருந்து கிடைக்கும் அடிப்படை விவரங்களிலிருந்து, குறைந்தது இரண்டு வாரங்களுக்கான வானிலைமுன்னறிவிப்புச் செய்யமுடியும்; என்று எதிர்பார்க்கப் படுகிறது. இப்பொழுது அமெரிக்காவிலும், இரஷ்யாவிலும் உள்ள வானிலைநிலையங்கள், அவைகள் வானிலைஉட்கூறுகளைப் பற்றிச் சேகரித்த விவரங்களைப் பறிமாறிக் கொள்கின்றன. இது, வானிலையைத் திட்டவட்டமாக முன்னறிவிப்புச் செய்வதற்கும் வானிலைஆய்விற்கும் பெரிதும் துணைபுரியும் என்று எதிர்பார்க்கப் படுகிறது.

14·6. எதிர்கால முன்னேற்றங்கள்

14·5 என்ற பகுதியில் குறிப்பிட்ட டைரஸ்-M, நிம்பஸ், என்ற இரண்டு செயற்கைகோள்களும், வானிலை ஆய்விற்குப் பெரிதும்

துணைபுரியும் என நம்பப்படுகிறது. இவை இரண்டும் பூமியிலிருந்து 22,300 மைல் உயரத்தில் பறக்கவிடப்பட்டிருக்கின்றன. அப்படியானல் இவ்விரண்டும், பூமியின் சுழல் வேகத்திற்கு இசைவுப்பொருத்தம் செயயப்பட்டுள்ளன என்பது பொருள். பகல் நேரங்களில் காற்றுமண்டலத்தைத் தொடர்ந்து கண் காணிக்கும் துறையில் இது மிகப்பெரிய சாதனையாகும். ஒரு செயற்கைக்கோளைப் பசிபிக்கடலின் மேலும், மற்றொரு செயற்கை கோளை அட்லாண்டிக்கடலின் மேலும் நிலையாக அமைத்து, அவை இரண்டையும், பூமியிலுள்ள ஒரு நிலையம் இயக்கு வதற்கு வேண்டிய ஆய்வுகள் இப்பொழுது நடைபெற்று வருகின்றன இதைச் செயல்படுத்தமுடியும் என விஞ்ஞானிகள் நம்புகிறார்கள்.

இசைவுப்பொருத்தம் செய்யப்பட்ட செயற்கைக்கோள்களை வேறெந்த வகைகளில் பயன்படுத்தலாம் என்ற ஆய்வும் இப்பொழுது நடைபெற்றுவருகிறது. இத்தகைய செயற்கைக் கோள்களிலிருந்து கிடைத்த விவரங்களைக் கொண்டு இயங்குப் படங்கள் (motion pictures) தயாரிக்கப்படுகின்றன. இப் படங்களிலிருந்து புயலின் இடப்பெயர்ச்சி, மேகங்கள் உருவாகும் விதம் முதலியவற்றை அறிந்து அதிலிருந்து காற்றோட்டங்களின் திசை, வேகம், புயலின் இயக்கம், மேகங்களின் வளர்ச்சி வீதம் அல்லது தேய்வு வீதம் முதலியவற்றைக் கணக்கிடலாம். வெப்ப மண்டலத்திலும் மற்ற பகுதிகளிலும் ஏற்படும் புயற்காற்றைப் பற்றியும் அதனைச் பார்ந்தமுகப்புகள், ஜெட்காற்றோட்டங்கள் மேகங்கள் முதலியவற்றைப் பற்றிய விவரங்களும் செயற்கைக் கோள்களிலிருந்து தொடர்ந்து கிடைக்குமானல், அவை வானியல் வல்லுநர்களுக்கு, மேலும் ஆய்வுகள் நடத்தக் கிளர்ச்சியூட்டும் வாய்ப்புகளாக அமையும்.

சூரியனிடமிருந்து வரும் புரோட்டான் செறிவை டைரஸ்-M என்ற செயற்கைக்கோள் அளக்கிறது என்று பார்த்தோம். இதிலிருந்து, செய்தித்தொடர்பு மனிதன் மேற்கொள்ளும் விண் வெளிப்பயணம் சூப்பர்சானிக் (supersonic) போக்குவரத்து முதலியனவற்றைப் பாதிக்கும்வகையில் 'சூரியனில் தோன்றும் மாற்றங்களைகளைப்' பற்றி அறியலாம். இவற்றைக் கொண்டு வானிலை முன்னறிவிப்புகளும் செய்யலாம்.

ஆதிகாலத்தில் மனிதன் வானிலையை பேய், பூதம் என எண்ணி அஞ்சினன். அவன் அறிவு வளரத் தொடங்கியபோது வானிலை

உண்டாவதற்கான காரணங்களை ஆய்ந்து அறிந்தான். அந்த ஆய்வுகளின் அடிப்படையிலிருந்து ஒவ்வாத வானிலையை முன் கூட்டியே அறிந்து அதன் சீற்றங்களிலிருந்து தன்னைக்காத்துக் கொண்டான். அவனது அறிவியல் தொழில்நுட்பஅறிவு பெருகப் பெருக அவனது கணிப்புகள் மேலும் மேலும் துல்லியமாயின. அதன் காரணமாகத் தன்னைப் பயமுறுத்திய வானிலையைத் தனது நன்மைக்கே பயன்படுத்தத் தெரிந்து கொண்டான். இதற்கு வானிலைச் செயற்கைக்கோள்கள் பெரிதும் பயன்படுகின்றன. காலப்போக்கிலே இத்துறையில் இன்னும் முன்னேற்றங்கள் தோன்றும் என்பதில் ஐயமில்லை. அப்பொழுது மனிதன் தனக்கு வேண்டிய வானிலையைத் தானே உருவாக்கிக் கொள்வான் எனவும் நம்பலாம்.

15. செயற்கை வானிலை

அறிவுக்கெட்டிய வரலாற்றுக் காலம்தொட்டு மனிதன் வானிலைகளிலிருந்து தன்னைக் காத்துக்கொள்ள முயன்றிருக்கின்றான். கோடை காலங்களின் வெப்பத்தின் விளைவுகளைத் தவிர்க்க, மனிதன், தான் இருக்கும் வீட்டைக் 'குளுமை'யாக்குகிறான். தொழிற்சாலைகளைக் குளுமைப்படுத்தி, மிகவிலை உயர்ந்த பல நுட்பமான கருவிகளை அங்கு அமைக்கிறான். வெப்பதட்ப நிலைகளுக்கேற்ப ஆடைகளை அணிகிறான். வெதுவெதுப்பான சூழ்நிலைகளை உருவாக்கக்கூடிய கருவிகளைக் கண்டுபிடிக்கிறான். உயரப்பறக்கும் விமானங்களில் வசதியாக இருக்கவும், உடலுக்குக் கேடுகள் வராமல் இருக்கவும், வெப்பநிலையையும் காற்றின் அழுத்தத்தையும் மாற்றுகிறான். பயிர்செய்யமுடியாத வறண்ட நிலங்களுக்கு நீர்ப்பாசன வசதிகளை அளித்துப் பயிர்செய்யக் கற்றுக் கொண்டிருக்கிறான்.

கலிபோர்னியா, புளோரிடா முதலிய பகுதிகளில் உள்ள காய்கறித் தோட்டங்களும், பழத்தோட்டங்களும் உறைபனியால் சேதமடையாவண்ணம் வெப்பச் சாதனங்களையும், காற்றுக் கருவிகளையும் நுணுக்கமுடன் பயன்படுத்துகிறான். விமானத்தளங்களின் விமானப்பாதைகளை மறைக்கும் மூடுபனியை (இவற்றைத் தரையின் மீது உலவும் மேகங்கள் என்று சொல்லலாம்) முழுவதையும் அகற்றுகிறான். இரவில் வானில் மிகப்பேரொளியாய்ச் சுடர்விட்டெரியும் இரசாயனப் பொருள்களை வெடியூர்திகளில் இருந்து விடுவிப்பதன் மூலம் உண்மையாகவே இரவைப் பகலாக்குகிறான். செயற்கையாக மழையை உண்டாக்குகிறான். கல்மாரியால் ஏற்படும் சேதங்களைத் தவிர்க்கிறான். ஏன்? காற்றோ, நீரோ இல்லாத நிலவில் ஒரு புதிய வானிலை நகரை உருவாக்கி மனிதன் வாழப்போகிறான்!

வானிலையைக் கண்டு மனிதன் வெருண்ட காலமும் உண்டு. ஆனால் இப்பொழுது மனிதனின் கட்டுப்பாட்டிற்குள் வானிலை அடங்குகிறது. செயற்கைக் கோள்கள் வானிலையைக் கட்டுப்

படுத்தும் பெரும்படையாக அமைகிறது. இவைகளின் உதவியால் வானிலைகளை முன்கூட்டி அறிந்து, பின்பு அவைகளை மாற்றி நமக்கு வேண்டிய வானிலையை உண்டாக்கலாம். ஆனால் காற்றுமண்டலத்தில் அடிக்கடி பெரும் மாற்றங்கள் ஏற்படுவதால், செயற்கை முறையில் அதனைக் கட்டுப்படுத்துதல் மிகக்கடினமாகும். அணுகுண்டு வெடிக்கும்பொழுது வெளிப்படும் அணுவாற்றலைவிட, இதற்கு அதிகமான ஆற்றல் தேவைப்படுகிறது. இருப்பினும் விஞ்ஞானிகள் மனம் தளரவில்லை, தைரியத்தை இழந்து விடவில்லை. உற்சாகத்தைக் கைவிடவில்லை. மேலும் மேலும் முயன்று வானிலையைத் தங்களின் கட்டுப்பாட்டிற்குக் கொண்டு வரவேண்டுமென்று அயராது உழைக்கின்றனர். இறுதியில் அவர்கள் வெற்றி அடைவது உறுதி.

15-1. செயற்கை மழை

அமெரிக்காவைச் சேர்ந்த எட்வர்ட் பவர்ஸ் என்னும் நிலத்துறைப் பொறியியல் வல்லுநர் 1871-ல் 'போரும் வானிலையும்' (War and Weather) என்னும் ஒரு நூலை எழுதினார். பெரும் போர்க்களங்களில் பரவலாக வெடிக்கப்படும் வெடிகள் மிகுந்த மழையைப் பொழியச்செய்தன என்று அவர் கருதினார். அதனால், நமக்கு மழை தேவையானபொழுது நிறைய வெடிமருந்தை வெடித்தால் மழை பெய்யும் என்பது இவருடைய கருத்தாகும். இத்தத்துவத்தைப்பற்றி அமெரிக்க நாட்டுப் பொதுமன்றத்தில் பேசி, 1891ஆம் ஆண்டு கோடைகாலத்தில் இதைச் சோதித்துப் பார்ப்பதற்காக 9,000 டாலர் பெற்றார். திட்டப்படி பரிசோதனை நடந்தது. ஆனால் மழைதான் பெய்யவில்லை!

சென்ற நூற்றாண்டின் இடையில் அமெரிக்காவில் வாழ்ந்த எஸ்ப்பை என்னும் வானிலை அறிஞர் தீயைப் பெரிதாக மூட்டினால் வெப்பக்காற்று மேல் நோக்கிச் சென்று மழையைப் பொழிவிக்கும், மேகங்களை உண்டாக்கும் என்று உறுதியாக நம்பினார். ஆனால் பரிசோதித்துப் பார்த்தபொழுது முடிவுகளோ நேர்மாறாக இருந்தன.

லூயிஸ்காத்மன் என்பவர் சிக்காகோவைச் சேர்ந்த ஒரு செய்முறை ஆய்வாளர் ஆவார். இவர் சுமார் 1890ஆம் ஆண்டில் நூற்றுக்கணக்கான அடி உயரத்தில் ஒரு பலூனிலிருந்து திரவ வடிவமான கார்பன்-டை-ஆக்சைடைக் காற்றுமண்டலத்தில் வேகமாகச் செலுத்துவதன் மூலம், நிர்மலமான வானத்திலிருந்தும் மழையைப் பொழியச் செய்யமுடியும் என்று கூறினார். ஆனால் பரிசோதித்துப் பார்த்தபொழுது, முடிவுகள் நேர்மாறாக இருந்தன.

விமானங்கள் மேன்மேலும் வளர்ச்சியடைந்து வந்தபொழுது, செயற்கை மழைத்திட்டங்கள் பல உருவாயின. மின்னூட்டம் பெற்ற மணலும் சோப்புச் சீவல்களும் சிற்சில 'இரகசிய' இரசாயனப் பொருள்களும் விமானங்களிலிருந்து போடப்பட்டன. ஆனால் இவற்றின் முடிவுகளும் நேர்மாறாகவே இருந்தன.

ஹாலந்து நாட்டைச் சேர்ந்த ஆகஸ்ட் வெராட் என்பவர், 1930ஆம் ஆண்டு கோடைக் காலத்தில் ஒரு விமானத்திலிருந்து உலர்ந்த பனிக்கட்டித் துண்டுகளை (இவை திடப்பொருள் வடிவமான கார்பன்-டை-ஆக்ஸைடு (solid carbon-di-oxide) மேகத்தில் இட்டு, அதன்மூலம் செயற்கை மழையினைப் பொழிய வைத்ததாக அறிவித்தார். ஆனால், இவர் கூறியதை டச்சு நாட்டுப் பெரியோர்களும் விஞ்ஞானிகளும் எதிர்த்து ஏளனமாகக் கூறினார்கள். இப் பரிசோதனையைத் தொடர்ந்து நடத்தித் தம் கூற்றை மெய்ப்பிப்பதற்குத் தேவையான பொருள் வசதி அப்போது அவரிடம் இல்லை.

டாக்டர் வின்செண்ட் ஷாஃபெர், டாக்டர் எர்விங் லாங்மூர் என்னும் இரண்டு அறிவியல் ஆய்வாளர்கள் 1946ஆம் ஆண்டு ஜெனரல் எலெக்ட்ரிக் நிறுவனத்தில் பணியாற்றி வந்தனர். அவர்கள் சாதாரண உறை சாதனப் பெட்டியில் ஆய்வுகளை நடத்திக்கொண்டிருந்தனர். அவர்களின் மூச்சு அந்தப் பெட்டிக்குள் சென்றபொழுது சிறிய அளவில் அங்குச் செயற்கை மேகங்கள் உண்டாகக் கண்டனர், இந்த மேகங்கள் நீரின் உறைநிலையைக் காட்டிலும் குளிர்ந்திருந்தன. ஆனால், இவற்றில் காணப்பட்ட நீர்த்துளிகள்மட்டும் உறையவில்லை. இவ்வாறு உண்மையான மேகங்களில் காணப்படும் 'மிகு குளிர்நிலை' இந்த மேகங்களில் ஏற்பட்டது. ஷாஃபெர் இந்த மேகத்திற்குள் உலர்ந்த பனிக்கட்டித் துண்டுகளைப் போட்டார். அப்பொழுது உடனடியாக அந்த மேகத்தில் பளபளப்பான பனிக்கட்டிப் படிகங்கள் உண்டாவதைக் கண்டு அவர் திகைப்படைந்தார். இவ்வாறு, செயற்கைப் பனி மழை உண்டாக்கப்பட்டது. வெளிப்புறக் காற்றிலும் இயற்கையான மேகங்களிலும் இந்த ஆய்வுகளைப் பெருந்திட்டத்தில் நடத்த முடியுமா என்பதே பிரச்னை.

1946ஆம் ஆண்டு, நவம்பர் மாதம் 13ஆம் நாள், ஷாஃபெர் மேற்கு மாஸச்சூஸெட்ஸ் பகுதியில் ஒரு விமானத்திலிருந்து சில உலர்ந்த பனிக்கட்டித் துண்டுகளை ஒரு மேகத்தில் போட்டார். அப்பொழுது அந்த மேகத்தில், மிகுதியாகக் குளிர்ந்திருந்த நீர்த்துளிகள் பனிக்கட்டிப் படிகங்களாக மாறியதைக் கண்டார். சில

நிமிடங்களில், இந்தப் படிகங்களில் சில பெரிதாக வளர்ந்து பனி யாகப் பெய்தன.

இவ் வியத்தகு பரிசோதனைக்குப் பிறகு இதே துறையில் பல ஆய்வுகள் நடைபெற்றன. நடைமுறையில் பயன்படும்வகை யில் 'மேக விதைப்பு' எவ்வாறு இருக்கவேண்டும் என்பதைக் கண்டுபிடிப்பதே இந்த ஆய்வுகளின் நோக்கம் ஆகும். 1958 ஆம் ஆண்டு ஜூலை மாதம், ஐஸன்ஹோவர் ஒரு சட்டத்தில் கையெழுத் திட்டார். அதன்படி, வானிலை மாற்றத்துறைக்கு ஏற்ற ஓர் ஆய்வுத் திட்டத்தைத் தேசிய விஞ்ஞானக் கழகம் அளிக்க வேண்டும் என்று கட்டளையிடப்பட்டது. இன்று நாடு முழுவதும் பல இடங்களில் வானிலையைக் கட்டுப்படுத்துவதற்குரிய பரிசோதனைகள் நடந்து வருகின்றன.

பல்லாயிரக் கணக்கான நுண்ணிய நீர்த்திவலைகள் ஒன்று சேர்ந்து ஒரு மழைத்துளி உருவாகிறது. இது இரண்டு வழிகளில் உண்டாகிறது. ஒன்று, மிகு குளிர் மேகங்களிலுள்ள பனிப்படிகங் களின் இயக்கத்தால்; இரண்டு, வளர்ந்த நிலையிலுள்ள பெரிய துகள்கள் வேகமாக விழுவதால், மழைத்துளிகள் உருவாவதற்குத் தேவையான பனிப்படிகங்களோ அல்லது பெரிய துகள்களோ இல்லையெனில், அவற்றை நாம் மேகங்களில் தெளித்தால் மழை உண்டாகும்; அல்லது மழையின் அளவும் அதிகமாகும். இந்நாள் வரையிலும் மிகுகுளிர் மேகங்களில் உலர்ந்த பனிக் கட்டித் துண்டு களையோ அல்லது வெள்ளி அயோடைட் (silver iodide) படிகங் களையோ மேகங்களில் தூவிச் செயற்கை மழை உண்டாக்கப்படு கிறது. அப்பொழுது அதன் வெப்பநிலை —6°C ஆகும்.

மிகப்பெரிய கியூமுலஸ் மேகங்களின் உச்சிப் பகுதி 0°C-க்கும் மிகக் குறைவாக இருந்தபோதிலும் அது மழையை உண்டாக்கு வதில்லை. ஆனால் அவற்றில் உலர்ந்த பனிக்கட்டியையோ அல்லது வெள்ளி அயோடைடையோ தெளித்தால், நல்ல மழை உண்டாகிறது. ஆனால் இம்மழைத் துளிகள் ஆவியாவதற்கு முன்பு பூமியை அடைவது கடினமாகும். அதே சமயத்தில் மிகு குளிர் நீர்த்துளிகள், பனிப்படிகங்களாக மாறும்பொழுது, மேகங்களின் தோற்றம் மாறுகிறது. அப்பொழுது மேகம் முழுவதும் 0°C-க்கும் அதிகமான வெப்பநிலையிலிருக்கும். பனிப்படிகங்களும் அப்போது உண்டாவதில்லை. இப்படிப்பட்ட நிலையில், உணவுக்குப் பயன் படுத்தும் உப்புத்தூளை (common salt) மேகங்களில் போட்டால், பெரிய மழைத்துளிகள் உருவாகும்.

பனிப்படிகங்கள், பெரிய நீர்த்துகள்கள் ஆகிய இரண்டில் எது எப்பொழுது தேவைப்படுகின்றது என்பதை முன்கூட்டியே

கண்டுபிடிப்பது மிகவும் கடினமாகும். மலைப்பகுதிகளில் உள்ள மேகங்களில் இதைக் கண்டு பிடிப்பதற்கான சூழ்நிலைகள் ஒருவாறு இருக்கும். காரணம் அங்கு பெருமளவு மேகங்கள் இருக்கின்றன. ஆனாலும் இவை அதிக மழையைக் கொடுப்பதில்லை.

15-2. மூடுபனியை அகற்றுதல

அதிக பரப்பிலுள்ள மூடுபனியை அகற்றுதல் மிகக் கடினமாகும். காரணம் அதற்காகச் செலவிட வேண்டிய ஆற்றலின் அளவு மிக அதிகமாகும். ஆனால் குறைந்த பரப்பில் இருக்கும் மூடுபனியைப் போக்கப் பலவழிகள் கையாளப்படுகின்றன. இவை பெரும்பாலும், விமானத்தளங்களின் விமானப்பாதைகளை மறைக்கும் மூடுபனியைப் போக்குவதற்காகப் பயன்படுகின்றன. பொதுவான வழி என்னவென்றால், மூடுபனித்துளிகள் ஆவியாகும் வரை காற்றை வெப்பமாக்குதலாகும். ஆனால் இதற்கு அளவுக்கு மீறிய எரிபொருள் தேவைப்படுகிறது. இவை மூடுபனித்துளிகளை ஆவியாக்குவதற்குப் பயன்படுவதில்லை. ஆனால் மிக அதிக நிறையுடைய காற்றை வெப்பமாக்குவதற்கே பயன்படுகிறது. மேலும், அப்பொழுது காற்றோட்டம் ஏற்படுமாயின் பனி விமானப்பாதைக்கு மேலும் மேலும் வரும். ஆகையால் காற்றைத் தொடர்ந்து வெப்பமாக்கிக்கொண்டே இருக்க வேண்டும். ஆகையால் இதற்கு எரிபொருள் இன்னும் அதிகமாகத் தேவைப்படும். மூடுபனியுடைய குளிர்காற்றுப் பகுதிக்கு மேல் வெப்பமான காற்று இருக்கலாம். இந்த இரண்டு காற்றுகளையும் ஏதேனும் ஒருவிதத்தில் கலக்குமாறு செய்தால், மூடுபனி மறைந்து விடும். ஆனால் இதுபோன்று கலப்பதற்கு மிகவும் அதிகமான சக்தி தேவைப்படுகிறது.

15-3. கல்மாரியைத் தடுத்தல்

பயிர்களையும் கண்ணாடிவீடுகளையும் பெரிதும் சேதப்படுத்தும் கல்மாரிகளைப் பூமியில் விழாமல் தடுக்கப் பல வழிகள் கையாளப்படுகின்றன. ஆனால் இவை விஞ்ஞான அடிப்படையில் உருவான வழிகள் அல்ல. கல்மாரி பெய்வதற்குச் சிலவகைப் புயல்களே காரணமாகும். ஆகையால் புயல் வராமல் தடுத்தாலோ அல்லது அதன் கடுமையைக் குறைத்தாலோ பூமியில் விழும் கல்மாரியின் அளவும் குறைந்துவிடும். மிகப்பெரிய சில கல்மாரிகள் விழுவதை விட, மிகச் சிறிய பல கல்மாரிகளைப் பூமியில் விழச் செய்வதற்கான முறைகளை விஞ்ஞானிகள் ஆய்ந்து வருகிறார்கள். இதன் விளைவாக வெடியூர்திகளின் உதவியால் வெள்ளி அயோடைடை வளரும் மேகத்தின் கீழ்ப்பகுதியில் தூவும்முறை உருவானது. (வெள்ளி அயோடைட் மிகு குளிர்நீரில் பனிக்

கட்டியை உருவாக்கும் குணத்தைக் கொண்டது). மற்றொருவழி உணவுக்குப் பயன்படுத்தும் உப்புத்தூளை வளரும் மேகத்தில் வெடி யூர்த்திகளைக் கொண்டு தெளிப்பதாகும். அப்பொழுது நீர்த் துளிகள்தான் உருவாகும். கல்மாரிகள் உண்டாகாது. ஆனால் இதுவரை எந்த முறையும் நல்ல வெற்றியைத் தரவில்லை.

15-4. வானிலையையும் வெப்பதட்ப நிலையையும் மாற்றும் திட்டங்கள்

வானிலையையும் வெப்பதட்பநிலையையும் மாற்றுவதற்குப் பெரும் திட்டங்கள் வகுக்கப்படுகின்றன. மண்ணெண்ணெய் விளக்குகளின் புகைப்போக்கிகளில் படியும் சாதாரணக் கரித் துகள்களை மேகத்தில் தூவியதன்மூலம், ஜார்ஜியா மாகாணக் கடற்கரையிலுள்ள மேகங்கள் அழிக்கப்பட்டன என்று கடற் படை விஞ்ஞானிகள் அண்மையில் அறிவித்தார்கள்.

புயலின் ஒருபுறத்தில் எண்ணெய் எரிபொருளை எரிப்பதன் மூலம் அதன்போக்கையும் கடுமையையும் மாற்றமுடியும் என்று கூறுகிறார்கள். வானிலையை மாற்றுவதற்காக வகுக்கப்பட்ட திட்டங்களில் சிலவருமாறு:

சூரிய ஒளியால் கிடைக்கும் வெப்பத்திற்கும் வானவெளியில் சிதறிப்போகும் வெப்பநஷ்டத்திற்கும் இடையே உள்ள விகிதத்தை மாற்றும்பொருட்டு, ஒரு குறிப்பிட்ட பகுதிகளின்மீது செயற்கை மேகங்களைக் குவியச்செய்தல்.

மலையுச்சிகளை வெட்டி மலைத்தொடர்களின் சிகரங்களைச் சமமாக்குதல் : இது வானிலையைப் பெரிதும் மாற்றக்கூடிய ஒரு செயல். அணைகளையோ, வாய்க்கால்களையோ அமைத்துப் பெரு கடல்நீரோட்டங்களை மாற்றுதல்.

இரசாயனவெடிகள், அணுவெடிகள் முதலியவற்றால் காற்றுமண்டலத்தின் மேற்பகுதிகளில் வெப்பத்தைச் சொரிதல். உலகக்காற்றோட்டத்தின் போக்கை மாற்றும் அளவுக்கு அணு வெப்பச்சாதனங்களின்மூலம் துருவத்தை மூடியுள்ள பனிப் பகுதியில் வெப்பம் ஏற்றுதல்.

மேற்கூறிய திட்டங்கள் நிறைவேறினால், பாலைவனங்களைச் சோலைவனங்களாக்கலாம். வடதுருவம்முதல் தென்துருவம் வரை, நாம் வாழும் பூமியை வளமாகவும், வாழத்தகுதி வாய்ந்த தாகவும் ஆக்க முடியும். இதன் வாயிலாக உணவுப்பஞ்சம், பற்றாக் குறை முதலியனவற்றைத் தீர்க்கலாம். விநாடிக்கு விநாடி வளரும் மக்கள் தொகையின் காரணமாக ஏற்படும் இடநெருக்கத்தையும் குறைக்கலாம்.

16. பருவகாலமும் காற்றின் தூய்மைக் கேடும்

16-1. பருவகாலங்கள் மாறுகின்றன

ஒவ்வொரு ஆண்டும், கோடைகாலம் (summer), இலையுதிர் காலம் (autumn) குளிர்காலம் (winter), இளவேனிற்காலம் (spring) என்று பருவகாலங்கள் வந்து போகின்றன. ஆனால், இக்காலங்களின் தன்மை மாறுமல் ஒவ்வோர் ஆண்டும் ஒரே மாதிரியாக இருப்பதில்லை. சில ஆண்டுகளில் கோடைகால வெயில், தாங்கமுடியாத அளவு இருப்பதை உணர்ந்திருக்கிறோம். அதேபோல சில ஆண்டுகளில் குளிர்காலக் குளிர் உடலை உறைய வைத்து விடுவதையும் அனுபவித்திருக்கிறோம். மிகக் குளிரினாலும், மிகச்சூட்டினாலும் மனிதர்களும் விலங்குகளும் இறந்துபடுவதைப் பார்த்திருக்கிறோம். சில ஆண்டுகளில் நல்ல மழை பெய்வதும், வேறு சில ஆண்டுகளில் வறட்சி நிலவுவதும் நாம் அறிந்தவையே.

இந்தியாபோன்ற வெப்பமண்டல நாடுகளில் கோடை காலம் தொடங்கிவிட்டால் கடும் வெயிலால் துன்புறுகிறோம். இக்காலம் குளிர்ச்சியாக இருந்தால் அதை மகிழ்ச்சியோடு வரவேற்கிறோம். ஆனால் குளிர் நாடுகளில் கோடைகாலத்தில் எவ்வளவுக்கெவ்வளவு அதிக வெயில் வீசுகிறதோ, அவ்வளவுக் கவ்வளவு அதை வரவேற்பார்கள். குளிர்ப்பிரதேசமாகிய நியூ இங்கிலாந்து போன்ற நாடுகளில், வெயில் வீசும் கோடையில் தான் வேளாண்மை செய்ய முடியும். ஏனைய பருவங்களில் குளிர் மிகுந்த தரையெல்லாம் பனிபடர்ந்து கிடக்கும். கோடையில் விளையும் உணவுப் பொருள்களைக்கொண்டுதான் ஆண்டின் எஞ்சிய காலத்தைக் கடத்த வேண்டும். இத்தகைய நாடுகளில் கோடைகாலமே தொடங்காவிட்டால் நிலைமை எப்படியிருக்கும் என்று கூறத் தேவையில்லை. நியூ இங்கிலாந்தில் இதுவும் ஒரு சமயம் நிகழ்ந்தது.

அங்கு 1815-16 ஆம் ஆண்டு வழக்கம்போல் வந்தது. குளிர் காலம் முடிந்ததும் இளவேனிற்காலமும் ஆரம்பித்தது. மார்ச்சு

மாத இறுதியில் குளம் குட்டைகளிலும், ஆறு ஏரிகளிலும் உறைந்திருந்த பனிக்கட்டிகள் உருகத் தொடங்கி ஏப்ரல் மாதம் வந்ததும் பறவைக் கூட்டங்கள் கூடுகட்ட இடம் தேடிப்பறந்து சென்றன. மரங்கள் தளிர்த்து மலர் மொக்குகள் மலர்ந்தன. தரையில் பசும்புல் படர்ந்தது. குளிர்காலக் கடுமை மெதுவாக மறைவது போல் தோன்றியது. ஆனால் மே மாதம் வானிலையில் வறட்சி தோன்றவில்லை. குளிர் குறைவதற்குப் பதிலாக மேலும் மேலும் அதிகரித்தது. கோடைகாலம் தொடங்குவதற்குப் பதில் குளிர் காலம் மீண்டும் ஆக்ரமித்தது. மே மாதத்தில் அனல் அடுப்புகளை ஒதுக்கி வைத்துவிட்டு இயற்கை வானிலையின் கதகதப்பில் இன்பம் காண்பது அங்கு வழக்கம். மேலும் இக்காலத்தில்தான் தீவிரமாக வேளாண்மையில் ஈடுபட்டு ஓர் ஆண்டுக்குத் தேவையான உணவுப் பொருள்களை மக்கள் சேகரிப்பர்.

ஆனால் 1816ஆம் ஆண்டின் கோடைகாலம் வரவே இல்லை. ஜூன் மாதத்தில் நிலைமை இன்னும் மோசமானது. ஜூன் இறுதியில் வெப்பநிலை 32°F (0°C)-க்கும்கீழ் போய்விட்டது! கோடைகாலம் வரும் என்று எதிர்பார்த்துப் பயிரிட்ட அனைத்தும் பனியில் சிக்கிப் பாழாயின. நிலமெல்லாம் அரை அடி தடிப்பிற்குப் பனிக்கட்டி படர்ந்துவிட்டது! ஜூலை, ஆகஸ்டு மாதங்களும் கிட்டத்தட்ட இதே நிலையில் கழிந்தன. செப்டம்பரில் அடுத்த குளிர் காலம் வந்துவிட்டது. நியூ இங்கிலாந்தில் இனி கோடைகாலமே வராதோ என்று அந்நாட்டு மக்கள் பயந்தனர். ஆனால் நல்ல வேளையாக அவ்வாறு ஒன்றும் நிகழ்ந்துவிடவில்லை. அடுத்த ஆண்டு வழக்கம்போல் கோடைகாலம் தொடங்கி இயல்பாகக் கழிந்தது. ஆனால் 1816ஆம் ஆண்டு கோடைகாலம் என்ன வாயிற்று என்பது விஞ்ஞானிகளின் வினாவாகும்.

16-2. பருவகாலம் மாறும் காரணங்கள்

எரிமலை வெடிப்பு: விண்ணிலே தூசிப்படலம் குவிந்து சூரிய ஒளியைத் தடுத்து விட்டதே இதற்குக் காரணம் என்று விஞ்ஞானிகள் கண்டுபிடித்துள்ளனர். ஒவ்வோர் ஆண்டும் ஏற்படும் எரிமலை வெடிப்பினால் வெளிப்படும் தூசிப்படலம் விண்ணிலே கொஞ்சம் கொஞ்சமாகச் சேர்ந்தது. 1815ஆம் ஆண்டு தம்போரா எரிமலை (Mount Tambora) பயங்கரமாக வெடித்துச் சுமார் 100 சதுரமைல் கனஅளவுத் தூசியைக் காற்றிலே பரப்பியது. இது ஏற்கனவே பரவியிருந்த தூசிப்படலத்தின் தடிமனை அதிகரித்துச் சூரிய ஒளியைத் தடுத்துவிட்டது. இதுவே 1816ஆம் ஆண்டு நியூ இங்கிலாந்தில் கோடைகாலம் தோன்றாமல் போனதற்குக் காரணம் ஆகும்.

எரிமலை வெடிப்பதன் காரணமாகக் கடந்த பல ஆண்டுகளாக விண்ணிலே தூசிப்படலம் சேர்ந்து வருகிறது. இதன் காரணமாக உலகம் முழுவதும் கோடைகால வெப்பநிலை குறைந்து வருகிறது. இதுவரை சராசரியாக ஒரு டிகிரி வெப்பநிலை குறைந்துள்ளது எனக் கண்டறியப்பட்டுள்ளது. இது மிகவும் குறைவானதாகையால் இதன் விளைவை நம்மால் உணரமுடியவில்லை. ஆனால் இதே நிலை தொடருமானால் இன்னும் சுமார் ஒரு நூற்றாண்டுக் காலத்திற்குள் உலகம் முழுவதுமுள்ள மலை முகடுகளிலெல்லாம் பனிக்கட்டிப் படலம் சேர்ந்து கீழே நழுவிவந்து, தரையெல்லாம் பரவி விடும் என்று அஞ்சப்படுகிறது.

1883ஆம் ஆண்டு கிரக்கட்டோவா எரிமலை (Mount Krakatoa) வெடித்ததால் ஏற்பட்ட மேகப்படலம் சுமார் பத்து ஆண்டுக் காலத்திற்குமேல் உலக வானிலையைப் பாதித்தது என்பதை வானிலை வரலாறு காட்டுகிறது. அக்காலத்தில் சூரியன் தோன்றிய போதும் மறைந்தபோதும் விண்ணிலே ஒரு புதுமையான இளஞ் சிவப்பு வண்ணக்கலவை (strange rosy hue) தோன்றியதாம்!

ஜெட் விமானங்கள்: இயற்கையின் கொந்தளிப்பால் விண்ணிலே சேர்ந்துள்ள தூசிப்படலத்தின் அளவை இன்று மனிதன் மேலும் மேலும் அதிகரித்து வருகிறான். இன்று பெருகிவரும் ஜெட் விமானங்கள் விண்ணிலே வெளிவிடும் புகைக் கரியும் நீராவியும் தூசியின் அளவை அதிகரித்து வருகின்றன. வட அமெரிக்கா, ஐரோப்பா ஆகிய பகுதிகளுக்கு மேலே உள்ள தூசிப்படலத்தின் அளவை, இவை ஏற்கனவே சுமார் பத்து சதவீதத்திற்குமேல் அதிகரித்துவிட்டன என்று கண்டறியப்பட்டுள்ளது. எஸ்எஸ்டி (SST) என்ற சூப்பர்சானிக் ஜெட் விமானம் தரையில் நிற்கும் பொழுது ஒரு கால்பந்து மைதான அளவு இடத்தை அடைத்து நிற்கும். பல நூறுகோடி டாலர் செலவில் இதை உருவாக்க அமெரிக்கா திட்டமிட்டுள்ளது. அநேகமாக 1980ஆம் ஆண்டிற்குள் இது புழக்கத்திற்கு வரலாம் என்று எதிர்பார்க்கப்படுகிறது. விண்ணிலே, வானிலை உருவாகும் பகுதியையும் கடந்து அதற்கும் மேலே, சுமார் 65,000 அடி உயரத்தில் ஸ்ட்ராட்டோஸ்பியர் என்னும் பகுதியில் இது பறந்துசெல்லும். இதன் வேகம் ஒலியின் வேகத்தைப்போல் 2½ மடங்காகும்.

இந்த விமானம் உலகைச்சுற்றி ஒருமுறை பறக்கும்பொழுது சுமார் 30 டன் தூசியையும் 400டன் நீராவியையும் வெளிவிடுமாம்! சுமார் 500 விமானங்கள் ஒரு சில ஆண்டுகள் பறந்தால் போதும். உலக வானிலையே மாறிவிடும். குளிர்காலம் நீண்டு மிகவும் கடுமையாக இருக்கும். கோடைகாலம் குறுகிக் குளிர்மிகுந்து

இருக்கும். இவ்வாறு பருவகாலம் மாறுவதால் வேளாண்மை மிகவும் பாதிக்கப்படும். கோடைகாலப் பயிர்களெல்லாம் பூமியிலிருந்து வேரறுந்து அழிந்துவிடும். இது உணவுத்துறையில் அபாயம் நிறைந்த சிக்கலைத் தோற்றுவிக்கும் என்பதில் ஐயமில்லை.

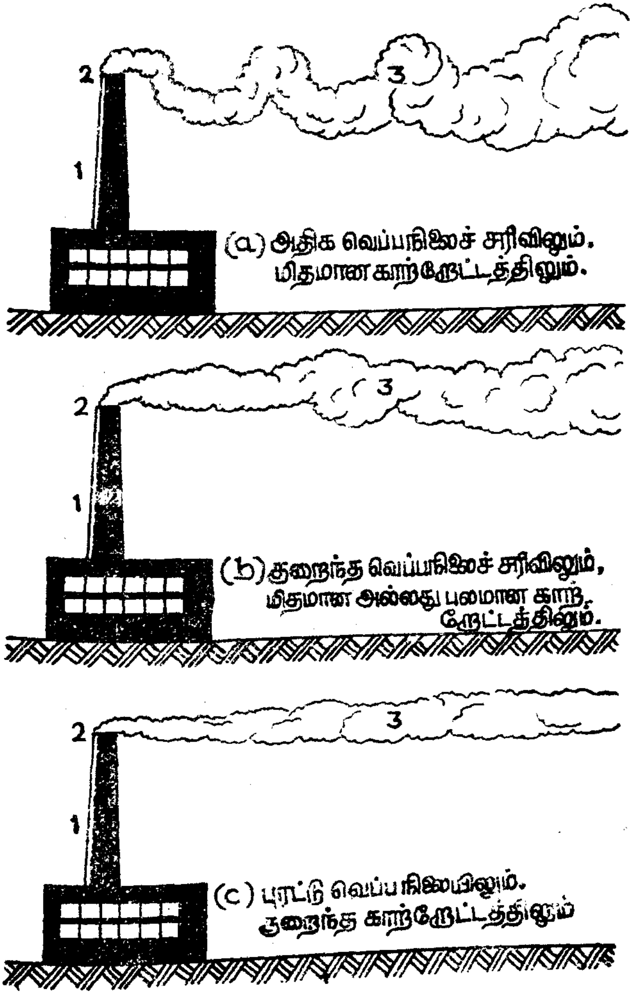
ரஷ்யாவில் உருவான டியு-144 (TU-144) இங்கிலாந்து, பிரான்சு ஆகிய இருநாடுகளின் கூட்டுமுயற்சியால் உருவான கான்கார்டுபோன்ற ஜெட்விமானங்களும் இந்த வகையைச் சேர்ந்தவையே. இவைகளைவிடச் சற்றுக் குறைவான திறன் உள்ள போயிங் 707, ஜம்போஜெட் 747 (இந்த விமானம் ஒன்றை சுமார் 19 கோடிருபாய்க்கு இந்திய விமானத்துறை விலைக்கு வாங்கியுள்ளது.) ஆகிய விமானங்களும் உலகின் பருவகாலத்தைப் பாதிக்கும் பணியிலே ஈடுபட்டுள்ளன.

16·3. காற்றுத் தூய்மை கெடுதல் (Air pollution)

அறிவியல் வளர்ச்சியின் காரணமாக மனிதகுலம் நன்மைகள் பல பெறுகின்றது என்பது உண்மையே. அதே சமயம் கண்ணுக்கு நேரடியாகப் புலப்படாமல் மறைந்திருந்து மனித இனத்தையே வேருடன் சாய்க்கத் துடித்துக் கொண்டிருக்கும் தீமைகளை நாம் புறக்கணிக்க முடியாது. தொழில்துறை வளர்ச்சி காரணமாக உருப்பெற்றுள்ள மாபெரும் தொழிற்சாலைகள் நச்சுக்கலந்த கழிவு நீரை ஆற்றோடு கலந்து வருகின்றன. அவை வெளியேற்றும் கரிப்புகை காற்றை நஞ்சாக்குகிறது. அன்றுடம் ஈலைகளில் பெருகிவரும் பொறிவண்டிகள் வெளியேற்றும் நச்சுப்புகை காற்றுமண்டலத்தை மேலும் கெடுத்துவிடுகின்றது. இந்த நிலை பூமியில் உள்ள தாவரங்கள் உட்பட எல்லாவகையான உயிரினங்களையும் பாதிக்கும் என்பதில் ஐயமில்லை. ஆகையால் முன்னேற்ற மடைந்த சிலநாடுகள் இத்தகைய நச்சுக்கலப்பை தவிர்க்க ஆய்வுகள் பல நடத்தி வருகின்றன. மேற்கூறிய ஆய்வுகளுக்குத் தேவையான, எந்தெந்த இடங்களில் காற்றின் தூய்மை மிக அதிகமாகக் கெடுகிறது, எதனுல் கெடுகிறது அவற்றை எவ்வாறு தவிர்ப்பதுபோன்ற விவரங்களை, வானிலை வல்லுநர்கள் கொடுத்து உதவுகிருர்கள். இவ்விவரங்களைச் சேகரிக்கக் குறிப்பாக தொழிற் சாலைகள் வெளியேற்றுப் புகை, கரித்துகள் முதலியன காற்றுடன் எந்த அளவு கலந்து, அதன் தூய்மையைக் கெடுக்கிறது என்பதனை வானிலை ஆய்வாளர்கள் சோதனை செய்து வருகிருர்கள்.

தொழிற்சாலைகளிலிருந்து, புகை அல்லது வாயு போன்ற கழிவுப்பொருள்கள், புகைபோக்கியால் வெளியேற்றப்படுகின்றன.

இவற்றில் கலந்துள்ள கனமான துகள்கள் காற்றில் பரவுவது இல்லை. அவற்றில் பெரும்பாலானவை தம் எடை காரணமாகப் புகைக்கூண்டுக்கு அடியிலேயே விழுந்து விடுகின்றன. மேலே செல்லும் எஞ்சிய துகள்கள் புகைப்போக்கியில் உள்ள துளைகளை அடைத்துக் கொள்ளக்கூடும். இதைத் தடுக்கக்கூடிய



1. புகைப்போக்கி, 2. துளை, 3. கழிவுப் புகைமண்டலம்.

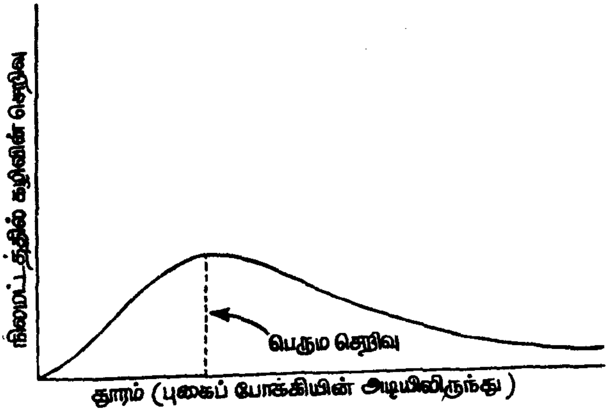
படம் 16-1

கழிவுப் புகைமண்டலத்தின் போக்கு

சாதனங்கள் புகைப்போக்கிகளில் அமைக்கப்பட்டிருக்கும். இது மேலே செல்லும் கனமான துகள்களைத் தடுத்துக் கீழே தள்ளி விடுகிறது. ஆகையால் புகைப்போக்கியிலிருந்து வெளித் தள்ளப் படுவது புகையும், அதனுடன் கலந்துள்ள மிகவும் இலேசான துகள்களுமே ஆகும். கழிவுப்புகைமண்டலம் காற்றுமண்டலத்தில் எவ்வளவு தூரம் செல்கிறதோ அதுவரை அந்த இலேசான துகள் களும் செல்கின்றன என்று வைத்துக்கொள்வோம். துகள்கள் கொண்ட கழிவுப் புகைமண்டலமும், துகள்கள் அற்ற கழிவுப் புகைமண்டலமும் கொந்தளிப்புக்காற்றோட்டத்தில் ஒரேவீதத்தில் விரவல் (diffusion) கொள்கின்றன என்று பல சோதனைகளிலிருந்து தெரிய வந்துள்ளது. இந்நிலையில், கழிவுப்புகைமண்டலத்தின் அடர்த்தியும் அதனைச் சுற்றியுள்ள காற்றின் அடர்த்தியும் சம மாகும்.

பூமியை ஒட்டிய காற்றுப்படலத்தின் வெப்பநிலைச்சரிவு மிக அதிகமாக இருக்கும்பொழுதும், காற்றோட்டம் மிதமாக வீசும் பொழுதும், கழிவுப்புகைமண்டலம் பெரிய அலைகளைக் கொண்ட கட்டுப்பாடற்ற பாதையில் செல்லும் (படம் 16-1 *a*). வெப்பநிலை மாறுவீதம் குறைவாக இருக்கும்பொழுதும், காற்றோட்டம் சிறிது பலமாக அல்லது மிதமாக ஏற்படும்பொழுதும், கழிவுப்புகை மண்டலம் நீட்டமடைந்து கிடைமட்டமாகக் கூம்பைப் போன்ற பாதையில் செல்லும் (படம் 16-1 *b*). புரட்டு வெப்பநிலை இருக்கும்பொழுதும் காற்றோட்டம் குறைவாக இருக்கும் பொழுதும் ஒரு குறுகிய உருளை வடிவப் பாதையில் பல மைல்கள் தூரம்வரை அதிகமாகப் பரவாமல் செல்லும் (படம் 16-1 *c*). புகைப் போக்கியின் வாய் பூமியிலிருந்து அதிக உயரத்தில் இருப்பதாக வைத்துக் கொள்வோம். அப்பொழுது அதிலிருந்து வெளிப்பட்டுக் கிடைமட்டமாகச் செல்லும் புகை மேலும் கீழும் தடையின்றிப் பரவிச் செல்லுகிறது. ஆனால் புகைப்போக்கியின் வாய் தரையைஒட்டி இருக்குமானால் அதிலிருந்து வெளிப்பட்டுக் கிடைமட்டமாகச் செல்லும் புகை தரையைத் துளைத்துப் பரவ முடியாது. ஏனெனில் பூமியின் பரப்பு அதைத் தடுத்து விடுகிறது. ஆகையால் முந்திய புகை பரவி ஓடும் இடத்தில் பாதியளவு இடத்திலேயே இது ஓடுகிறது. ஆகையால் இந்தப் புகை மண்டலத்தின் அடர்த்தி முந்தையப் புகைமண்டல அடர்த்தியைப் போல் இரண்டு மடங்காகும். இதன் காரணமாகப் பூமியை ஒரு பிரதிபலிப்பான் எனக் கூறலாம். பிரதிபலிப்பான் என்ற சொல், உட்புகுத்தாத்திறன்கொண்ட ஒரு தடுப்பாகப் பயன்படுவதால், ஏற்படும் விளைவைக் குறிப்பதாகும். உண்மையாகக் கழிவுப்

புகைத் துகள்கள் பூமியிலிருந்து மீட்சிக்கோலங்களைப் (elastic spheres) போல் பிரதிபலிக்கப்படுவதில்லை.

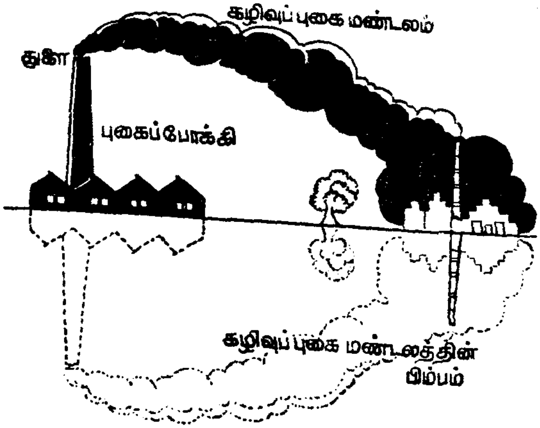


படம் 16-2

புகைப் போக்கியிலிருந்து கழிவுப் புகை மண்டலத்தின் செறிவு

பூமியிலிருந்து மிக உயரத்தில் கழிவுப்புகைமண்டலம் உண்டாகும்பொழுது, பூமியின் மேற்பரப்பு ஏற்படுத்தும் விளைவு, மிகவும் சிக்கல் நிறைந்ததாகும். படம் 16-2-லிருந்து இத்தகைய புகைமண்டலம், அது தோன்றுமிடத்திலிருந்து பூமியில் படியும் விதத்தை அறியலாம். புகைப்போக்கி வாயிலிருந்து புகை மண்டலம் வெளிப்படுகிறது. முதலில் அப்புகைமண்டலம் நிலத்தால் பாதிக்கப்படுவதில்லை. பின்பு புகைமண்டலம் படிப் படியாகப் பரவி நெடுந்தொலைவு சென்று நிலத்தில்பட்டுப் பிரதிபலிக்கப்படுகிறது. ஆகவே புகைபோக்கியின் அடியிலிருந்து புகைமண்டலத்தின் போக்கில் செல்லும் ஒருவன் முதலில் புகை மண்டலக்கழிவை உணர்வதில்லை. ஆனால் புகைப்போக்கியி லிருந்து அதிகதூரம் செல்லச்செல்லக் கழிவுப்பொருளின் செறிவினை உணர்கின்றான். இந்தச்செறிவு ஓரிடத்தில் பெருமம் ஆகிப் பின்பு சிறுகச்சிறுகக் குறைகிறது. ஆனால் பூமியை ஒட்டிய பகுதியில் உண்டாகும் புகைமண்டலக் கழிவுச்செறிவு புகை போக்கியிலிருந்து தொடர்ந்து குறைந்துகொண்டே செல்லுகிறது. வானிலை வல்லுநர்களின் வேலை, வானிலைக் குறிப்புகளிலிருந்து, பூமி மட்டத்தில் கழிவுப்பொருளின் செறிவைக் கணக்கிடுதலாகும். இதனைக் கணக்கிடும் முறைக்குப் பிம்ப முறை (method of image என்று பெயர். இதில் பூமியைக் கண்ணாடியாகப் பாவித்து

அதற்குக் கீழே புகைப்போக்கியின் மாயபிம்பம் இருப்பதாகக் கற்பனை செய்து கொள்ளப்படுகிறது. (படம் 16-3). இம்முறையில்



படம் 16-3

பிம்ப முறை

நிலமட்டக்கோட்டின் குறுக்காக, மொத்தத்தில் எவ்விதப் பகுப்பொருள் (matter) மாற்றமும் ஏற்படுவதில்லை, நிலமட்டக் கோட்டின் குறுக்காக ஒரு திசையில் நகரும் ஒவ்வொரு துகளுக்கும், அதன் கண்ணாடிப்பிம்பத்திலிருந்து எதிர்த் திசையில் நகரும் அதே போன்ற துகள் ஒன்று இருக்கும். ஆகையால் பூமியின் உட்புகுத்தாத் தடுப்பைக் குறிக்கும் கோடு எல்லாவகைகளிலும் ஒரு உட்புகுத்தாப் பரப்பின் இயல்புகளைக் கொண்டிருக்கிறது. இந்த உண்மையையும், விரவல் கோட்பாட்டையும் ஒன்று சேர்த்து 1947-ஆம் ஆண்டு சட்டன் (Satton) என்ற அறிஞர் ஒரு சமன்பாட்டை நிறுவினர். இந்தச் சமன்பாட்டைப் பின்வருமாறு எழுதலாம்.

$$\left.\begin{array}{l}\text{நிலபட்டத்தில் புகை}\\\text{மண்டலத்தின் பெருமச்}\\\text{செறிவு}\end{array}\right\} = \frac{2Q}{l\pi u h^2} \quad \cdots\cdots\cdots\cdots (16{\cdot}1)$$

இதில், e → இயற்கை லாகிரிதத்தின்படி

= 2·302

Q → புகை வெளிப்படும் விதம்

h → புகைப் போக்கித் துளையின் உயரம் (நில மட்டத்திலிருந்து)

u → நிலமட்டத்திலிருந்து புகைப்போக்கியின் உச்சி வரையுள்ள காற்றோட்டத்தின் சராசரி வேகம்.

இப்பெருமச்செறிவு புகைப்போக்கியின் அடியிலிருந்து ஏற்படும் தூரம் $= \left(\frac{h}{c}\right) 2/(2-n)$ ....(16·2)

இதில் n → கொந்தளிப்பு அளவு

c → பொது விரவல் எண். இதை வானிலைக் காட்சிப் பதிவிலிருந்து கணக்கிடலாம்.

சமன்பாடு 16·1-லிருந்து நிலமட்டத்தில் புகைமண்டலத்தின் பெருமச்செறிவு, நிலமட்டத்திலிருந்து புகைப்போக்கித்துளையின் இருமடி உயரத்திற்கு (Square of h) எதிர்விகிதத்தில் மாறுகிறது என்பதை அறியலாம். உயரத்தை (h) இருமடங்காக்கினால், நிலமட்டப் புகைமண்டலம் பெருமச்செறிவு $\frac{1}{4}$ பாகத்திற்கு குறைகிறது. புகைப்போக்கியின் அடியிலிருந்து பெருமச்செறிவு ஏற்படும் தூரம் புகைப்போக்கித் துளையின் உயரத்திற்கு நேர்விகிதத்தில் மாறுகிறது என்பதனை 16·2 என்ற சமன்பாட்டிலிருந்து அறியலாம்.

பிம்ப முறையில் புகைமண்டலமும், அதனைச் சுற்றியுள்ள காற்றும் சம அடர்த்திகொண்டவை என வைத்துக் கொள்ளப் பட்டது. ஆனால் செயல்முறையில் பார்க்கும்பொழுது, புகைமண்டலத்தின் வெப்பம் அதைச் சுற்றியுள்ள காற்றின் வெப்பத்தைவிட அதிகமாக இருக்கும். இது புகைமண்டலத்தின் மசெறிவைக் குறிக்கிறது. இதே விளைவை வேறொரு முறையிலும், ஏற்படுத்தலாம். புகைப்போக்கியில் ஒரு கருவியைப் பொருத்தி அதன் உதவியால் கழிவுப்பொருள்களைத் துளையிலிருந்து மிக விசையுடன். செங்குத்து உயரத்திற்குத் தள்ளினால் உயரம் (h) அதிகமாகும், அப்பொழுது நிலமட்டத்தில் புகைமண்டலத்தின் செறிவும் குறையும். ஆகையால் துளையின் உயரத்தை அதிகமாக்குவதன் மூலம், காற்றின் தூய்மை கெடுவதைக் குறைக்கலாம். புகைமண்டலத்தின் வெப்பநிலை, அதனைச் சுற்றியுள்ள காற்றின் வெப்பநிலையைவிட அதிகமாக இருந்தாலும், காற்றுமண்டலத்திற்குப் பெரும்கேடு விளைவதில்லை. ஆகவே தொழிற்சாலைகளில் புகைப்போக்கியை அமைப்போர் 'துளையின் உயரத்தை அதிகமாகவும், புகைக் காற்றினும் வெப்பம் உடையதாகவும் அமைக்க' என்ற தலையாய விதியைக் கடைப்பிடிக்க வேண்டும்.

காற்றின் தூய்மை கெடுவதால், தாவரங்களின் வளர்ச்சி குறைகிறது. மூடுபனியின் அடர்த்தி அதிகமாகிறது, நமது உடல நிலையையும் பெரிதும் பாதிக்கின்றது. ஆகையால் காற்றின் தூய்மை கெடுவதைத் தவிர்க்க வேண்டிய ஆய்வுகளை விரைவில் செய்யவேண்டியது மிக அவசியமாகும்.

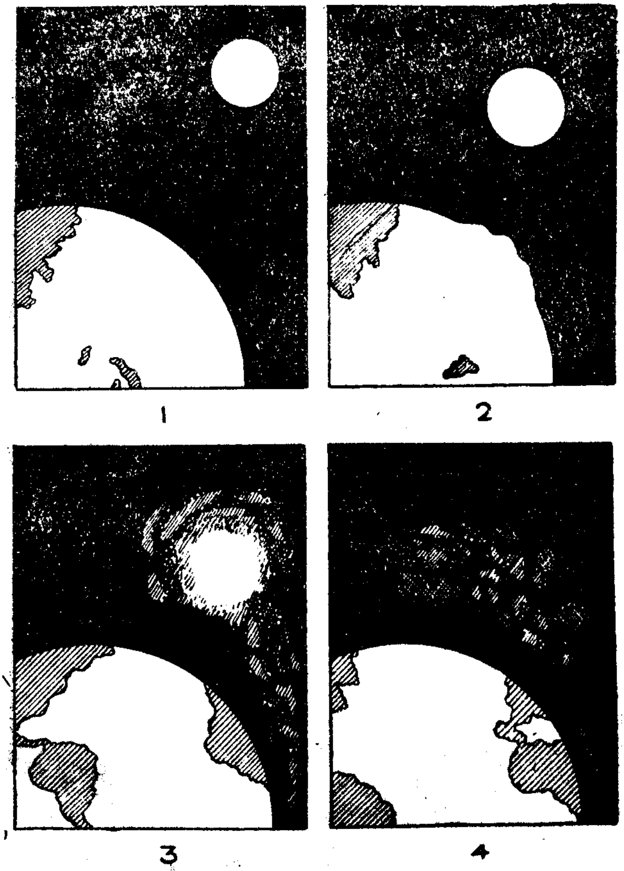
16-4. உலகின் அழிவு காலம்

2026-ஆம் ஆண்டு, நவம்பர் மாதம் 13-ஆம் தேதி வெள்ளிக் கிழமையன்று 'உலகம் அழியப் போகிறது' என்ற முன்னறிவிப்பை ஒரு கம்ப்யூட்டரிலிருந்து அறிகிறோம். உலகம் இப்பொழுது போகின்ற போக்கு, உணவின்நிலை, காற்றின் தூய்மைக் கேடு மக்கள் தொகை முதலிய விவரங்கள் ஒரு கம்ப்யூட்டரில் ஊட்டப் பட்டன. கம்ப்யூட்டர் சற்று நேரத்தில் கணக்கிட்டு மேற்கூறிய முன்னறிவிப்பைச் செய்தது. உலகம் பல காரணங்களால் அழியலாம் என விஞ்ஞானிகள் ஊகிக்கின்றார்கள். முதல் காரணமாக மக்கள் தொகைப் பெருக்கத்தைக் கூறலாம். இப்பொழுது உலகின் மக்கள் தொகை சுமார் 3,500 மில்லியன். இன்னும் 20 அல்லது 30 ஆண்டுகளில் இது 7,000 மில்லியனாக உயர்ந்துவிடும். இத்துணை மக்களையும் நமது பூமி தாங்கக் கூடிய சக்தியைப் பெற்றிருக்கிறதா என்பது ஐயமே. மேலும் இவ்வளவு மக்களுக்கும் தேவையான உணவுப்பொருட்களை உற்பத்தி செய்தல் மிகக் கடினமாகும். இப்பொழுதே உலகின் மொத்த தொகையில் பாதி மக்களுக்கு சத்துள்ள உணவு கிடைப்ப தில்லை. சுமார் 450 மில்லியன் மக்கள் பட்டினி கிடக்கிறார்கள். மக்கள் தொகை பெருகப்பெருகப் பயிரிடப்படும்நிலம் குடியிருப்புக் காக எடுத்துக் கொள்ளப்படுகிறது. அமெரிக்காவில் மட்டும் ஒரு ஆண்டிற்கு சுமார் ஒரு மில்லியன் ஏக்கர் நிலம் குடியிருப்புக்காக எடுத்துக் கொள்ளப்படுகிறது.

உலகப்போர், பஞ்சம், கொடிய தொத்துநோய்கள் முதலியன மக்கள் தொகையை ஓரளவுதான் குறைக்கின்றது. உதாரணமாக முதல் உலகப்போரில் 8 மில்லியன் மக்களும், இரண்டாம் உலகப் போரில் 22 மில்லியன் மக்களுமே உயிரிழந்தனர், ஆகவே மக்கள் தொகை இந்த வேகத்தில் அதிகமானால், பூமி இத்துணை மக்களையும் தாங்குகின்ற சக்தியை இழந்து, அழிந்துவிடும்.

உலகம் அழிவதற்கு இரண்டாவது காரணமாக அமைவது 'நிலவே' இப்பொழுது நிலவானது நமது பூமியைச் சுற்றி வரு கிறது. (படம் 16-4) பூமியானது சிறிது சிறிதாக நிலவைத் தன் பக்கம் இழுக்கும். நிலவு பூமியைச் சுமார் 4,860 மைல் தூரத்தில்

சுற்றி வரும்பொழுது, இரண்டிற்கும் ஒரு இழுப்பு விசைப்போட்டி (tug-of-war) நடைபெறும். நிலவு அப்பந்தயத்தில் தோற்று சிறுசிறு பகுதிகளாக உடைந்து பூமியைச் சுற்றும். பின்பு அவை பூமியில் விழுந்து பூமியை அழித்துவிடும். இது இன்னும் சுமார் *100 மில்லியன்* ஆண்டுகளில் நடைபெறலாம் என விஞ்ஞானிகள் கூறுகிறார்கள்.



1. நிலவு பூமியைச் சுற்றி வருதல்.
2. பூமி, நிலவை சிறிது சிறிதாகத் தன்பக்கம் இழுத்தல்-இவைகளுக்கிடையே உள்ள தூரம் 4,860 மைல்.
3. இழுப்பு விசைப்போட்டியில் நிலவு தோற்றுவிடுதல்-சிறு சிறு பகுதிகளாக உடைதல்.
4. நிலவின் சிறு சிறு பகுதிகள் பூமியில் விழுந்து பூமியை அழித்தல்.

படம் 16-4

உலகின் அழிவு

உலகம் அழிவதற்கு மூன்றாவது முக்கியக் காரணமாக இருப்பது நாம் சுவாசிக்கும் காற்று, குடிக்கும்நீர், இருக்கும் இடம் முதலியன தூய்மை இழந்து வருதலே ஆகும். இன்னும் சிறிது காலத்தில், காற்றுமண்டலத்திலுள்ள, நாம் உயிர்வாழ மிகவும் அவசியமான, ஆக்ஸிஜன்வாயு, மிகவும் குறைந்துவிடும். அதே சமயத்தில் கார்பன்-டை-ஆக்ஸைடு வாயுவின் அளவும் அதிகமாகிவிடும். அப்பொழுது மக்கள் மூச்சுத்திணறல் ஏற்பட்டுத் தாமாகவே மரணம் அடைந்துவிடுவர் என்று ஒரு ரஷ்யநாட்டு விஞ்ஞானி கூறுகிறார். இப்பொழுதுகூட. ஆக்ஸிஜன் தரக்கூடிய மரங்கள், தாவரங்கள் முதலியன வீடுகள் கட்டுவதற்காக அழிக்கப்படுகின்றன. ஆகவே, உலக விஞ்ஞானிகள் ஒன்று கூடி விரைவில் இதற்கு ஒரு வழி வகுப்பது அவசியமாகிறது.

மேற்கோள் நூற்பட்டியல்
(BIBLIOGRAPHY)

GLENN, T. TREWARTHA—*An Introduction to Climate*, 19:4 (McGraw-Hill Book Co., Inc., N.Y.)

GEORGE, F. TAYLOR—*Elementary Meteorology*, 1956 (Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, N.J.)

O. G. SUTTAN—*The Challenge of the Atmosphere*, 1961 (*Harpen Modern Series* edited by James R. Newman) (Harpen & Brothers, N.Y.)

G. M. B. DOBSON—*Exploring the Atmosphere*, 1963 (Clarendon Press, Oxford).

காற்றுப் பெருங்கடல்—பிராங்கு பாரெஸ்டர் — தமிழாக்கம் திரு. R. Ramasamy (கலைக்கதிர் வெளியீடு, கோவை).

C. A. M. KING—*Beaches and Coasts*, 1959 (Edward Arnoid Publication, Ltd., London)

RICHARD, A. CRAIG—*The Upper Atmosphere Meteorology and Physics, International Geophysis, Vol. 8*, 1965 (Academic Press, N.Y.)

HARD C. WILLETT and FREDERICK SAUNDERS—*Descriptive Meteorology*, 1952 (Academic Press, Inc., N.Y.)

LOUIS DUFOUR and RAYMOND DEFAY—*Thermodynamics of Clouds*, 1963 (Academic Press, N.Y.)

GAMOW, G.—*The Creation of the Universe*, 1952 (Viking Press, N.Y.)

KUIPER G. P.—*The Atmosphere of the Earth and Planets*, 1952 (University Chicago Press)

LIBBY, W. F.—*Radiocarbon Dating*, 1952 (City Chicago Press)

BYERS HORACE ROBERT—*General Meteorology, 1944; Compendium of Meteorology*, American Meteorological Society, 1951.

PETTERSSEN, SVERRE—*Introduction to Meteorology*, 1941 (McGraw-Hill Book Co., Inc., N.Y.)

WILLETT, H. C.,—*Descriptive Meteorology*, 1944 (Academic Press, Inc., N.Y.)

RUNT, D.—*Physical and Dynamical Meteorology*, 1939 (Macmillan, New York).

HEWSON E. W. and LONGLEY, R. W.,—*Meteorology, Theoretical and Applied*, 1944 (Wiley, New York).

HOLMBOE, J. FORSYTHE, G. E. and GUSTIN—*Dynamic Meteorology*, 1945 (Wiley, N.Y.)

ALBRIGHT, J. G.—*Physical Meteorology*, 1942 (Prentice-Hall Inc., N.Y.)

BLAIR, T.A.—*Weather Elements*, 1941 (Prentice-Hall, Inc., N.Y.)

HAURWITZ, B.—*Dynamic Meteorology*, 1941 (McGraw-Hill, N.Y.)

TAYLOR, G. F.—*Aeronautical Meteorology*, (1941 Pirman, N.Y.)

BOLIN, BERT—'*Studies of the General Circulation of the Atmosphere*', *Advances in Geophysics*, 1952 (Academic Press, N.Y.)

PALMER, C. E.—*Tropical Meteorology*, 1951 (same as Ref. 1 3)

RICHL, H.—'*On the Role of the Tropics in the General Circulation of the Atmosphere* 1950 (Tellus Vol. 2, No. 1, 1950)

STARR, V. P.—'*The Physical Basis for the General Circulation*' 1951 (same as 13)

BYERS, H. R.,—*General Meteorology*, 1944 (McGraw-Hill N.Y.)

HOUGHTON, H. G.—'*On the Physics of Clouds and Precipitation*' 1951 (same as 13)

HAYNES, B. C.—*Meteorology for Pilots*, 1940 (U.S. Govt. Printing Office, Washington)

PETTERSEN, S.—*Weather Analysis and Forecasting*, 1940 (McGraw Hill, N.Y.)

FLORA, S. D.—*Tornadoes of the United States*, 1953 (Univ. Oklahoma Press)

BRUNK, I. W.—'*Squall Lines*', *Bull. Am. Meteor Soc.*, 34, 1 (1953)

SHOWALTER, A. K.—*The Thunderstorm, Report of the Thunderstorm Project*, 1943 (U. S. Govt. Printing Office)

DUNN, G. E.—*Cyclogenesis in the Tropical Atlantic, Bull. Am. Meteor. Soc.*, 21, 215-229 (1940)

SIMPSON, H. H.—'*Exploring Eye of Typhoon Marge*, 1951', Bull. Am. meteor. Soc., 33, 286-298 (1952)

'*Daily Weather Maps*', *U. S., Weather Bureau*, Washington (U.S. Govt. Printing Office)

STARR, V. P.—*Basic Principles of Weather Forecasting*, 1942 (Harper, N.Y.)

BUNDGAARD, R. C.—*A Procedure of Short range Weather Forecasting*, 1951 (same as Ref. 13)

DUNN, G. E.—'*Short range Weather Forecasting*', 1951 (same as Ref. 13)

GARBELL, MAURICE, A.—*Tropical and Equatorial Meteorology*, 1947 (Pitman Publication Corp., N.Y.)

BLAIR, T. A.—*Climatology*, 1942 (Prentice-Hall, N.Y.)

CONRAD, V.—*Methods in Climatology*, 1944 (Harvard University Press, Cambridge)

HAURWITZ, B. and AUSTIN, J. M.—*Climatology*, 1944 (McGraw-Hill, N.Y.)

JACOBS, W. C.—*Wartime Developments in Applied Climatology, Meteor. Monographs, Vol.* 1 *No.* 2, 1947.

JACOBS, W. C —'*Synoptic Climatology*', *Bull. Am. Meteor Soc.*, 27, 306-11 (1946)

THORNWAITE, C. W.—*The Climates of North America According to a New Classification Geogr. Rev.*, 21, 633 (1931)

KENDREW, W.G.—*Climatology*, 1949 (Clarendon Press, Oxford)

WARD, ROBERT DE C.—*Climate*, 1918 (G. P. Putnam's Sons, N.Y.)

THORNWAITE, C. WARREN—*An Approach toward a Rational Classification of Climate, Geog. Rev., Vol.* 38, *P.P.* 55-94, 1948.

ARTHUR W. JOHNSON—*Weather Satellites II, Scientific American Jan.* 1969, *Vol.* 22 *No.* 1.

கலைச்சொற்கள்

(ஆங்கிலம் — தமிழ்)

A

Absoiption	—	உட்கவர்தல்
Acceleration due to gravity	—	ஈர்ப்பு முடுக்கம்
Altimeter	—	உயரமானி
Anemometer	—	காற்று வேகமானி
Advection	—	கிடைச்சலனம்
Adiabatic change	—	மாறு வெப்பமுறை மாற்றம்
Autumn	—	இலையுதிர்க் காலம்
Air pollution	—	காற்றுத் தூய்மை கெடுதல்
Atmospheric pressure patterns	—	காற்றழுத்த வடிவங்கள்
Arctic	—	ஆர்க்டிக்
Antarctic	—	அன்டார்க்டிக்
Anticyclogenesis	—	சூறுவளித் தடுப்புத் தோற்றுவாய்
Artificial satellite	—	செயற்கைக் கோள்
Apparent force	—	தோற்றவிசை
Absolute humidity	—	தனி ஈரப்பதன்
Air mass	—	காற்றுக் குவியல்
Air front	—	காற்று முகப்பு
Anticyclone	—	சுழல் எதிர்க்காற்று
Aircondition	—	குளிர்ப்பதனம்
Aneroid barometer	—	அனிராய்டு பாரமானி
Analysis	—	பகுப்பாய்வு
Axis paralelism	—	அச்சின் இணைமை

B

Barometer	—	பாரமானி
Black body	—	கரும்பொருள்
Brightness	—	பொலிவு

C

Chart	—	விளக்கப்படம்
Climate	—	வெப்பதட்பநிலை

Carbon — கார்பன்
Chemical activity — இரசாயன இயக்கம்
Cracks — வெடிப்புகள்
Cosmic rays — காஸ்மிக் கதிர்கள்
Composition — ஆக்கக்கூறுகள்
Circle of illumination — வட்ட ஒளியூட்டம்
Cycle — சுற்று
Cold core low — குளிர் மைய இறக்கம்
Condensation of vapour — ஆவிச்சுருக்கம்
Constant level charts — நிலைமட்ட விளக்கப்படம்
Coriolis force — கொரியாலிஸ் விசை
Centrifugal force — மையவிலக்கு விசை
Components — கூறுகள் அல்லது உட்கூறுகள்
Cyclone — சுழற்காற்று
Constant pressure gas themometer — அழுத்தம் மாறு வாயுவெப்ப நிலைமானி
Constant volume gas thermometer — பருமன் மாறு வாயுவெப்ப நிலைமானி
Constriction — இடுக்கு
Chamois leather — மலை ஆட்டுத் தோல்
Correction factor — திருத்தக் கூறு
Contours — சம உயரக் கோடுகள்
Climatology — வெப்பதட்பவியல்
Cooling degree days — குளிர்விக்கும் பாகை நாட்கள்
Communication satellite — செய்தித்தொடர்புச் செயற்கைக்கோள்

D

Diffusion — விரவல்
Diffuse reflection — விரவல் எதிரொளிப்பு
Deflection — விலகுதல்
Dry adiabatic — உலர்ந்த மாறு வெப்பமுறை
Depression or Low — இறக்கம்
Differentiation — பகுவாக்கம்
Degree — பாகை
Definition — வரையறை
Drag — இழுவை
Direct path — நேர்ப்பாதை
Doldrum — டால்டிரம்

Drift — நகர்வு
Dew point — பனிநிலை
Discharge of electricity — மின் இறக்கம்
Detector — பகுப்பான்
Direction transmitter — திசைப்பரப்பி
Dyne — டைன்

E

Equator — புவிநடுக்கோடு
Electron — எலெக்ட்ரான்
Electro-magnetic spectrum — மின்காந்த நிறமாலை
Elliptical or bit — நீள்வட்டப்பாதை
Equinoxes — பகலிரவுச் சமநாட்கள்
Equivalent potential temperature — இணைமாற்றுநிலை வெப்பநிலை
Effluent smoke — கழிவுப் புகைமண்டலம்
Elastic sphere — மீட்சிக் கோளங்கள்
Electron microscope — எலெக்ட்ரான் நுண்ணோக்கி
Evaporation — ஆவியாதல்
Equilibrium — சமநிலை
Electric potential — மின் அழுத்தம்
Extended range forecast — நீட்சிக்கால முன்னறிவிப்பு
Empirical law — அனுபவ விதி

F

Fluid — பாய்மம்
Filament — இழை
Frequency — அதிர்வெண்
Frictional force — உராய்வு விசை
Force — விசை
Fog — மூடுபனி
Frontogenesis — முகப்பு உருவாதல்
Frontolysis — முகப்பு மறைதல்
Fortin's barometer — ஃபார்ட்டின் பாரமானி
Flohn classification — ஃபிளான் பிரிவு
Film — படச்சுருள்

G

Good conductor — எளிதில் கடத்தி
Gas constant — வாயுமாறிலி

Geostrophic wind — புவித்திருப்பும் காற்றோட்டம்
Geopotential — புவிநிலை ஆற்றல்
Gravitational coalescence process — ஈர்ப்புச் சேர்க்கை முறை

H

Hail — கல்மாரி
Humidity — ஈரப்பதன்
Hygrometer — ஈரமானி
Heat content — வெப்ப அடக்கம்
High — ஏற்றம்
Horse latitude — குதிரைக் குறுக்குக்கோடு
Halos — ஒளி வட்டங்கள்
Hurricane — புயல்
Hodograph — ஹோடாகிராஃப்
Heating degree days — வெப்பமாக்கும் பாகை நாட்கள்

I

International Geophysical Year — அனைத்து நாட்டுப் புவியியல் பியல் ஆண்டு
Inert gases — மந்த வாயுக்கள்
Intersity — செறிவு
Ions — அயனிகள்
Ionisation — அயனியாக்குதல்
Ionosphere — அயனிமண்டலம்
Inclination — சாய்வு
Isothermal change — மாறு வெப்பநிலைமாற்றம்
Integration — தொகுவாக்கம்
Isobaric surface — சம அழுத்தப் பரப்பு
Infinity — ஈறிலி
Ice crystal — பனிப்படிகம்
Index — காட்டி
Infra-red — புறச்சிவப்பு

J

Jet stream — ஜெட் ஓட்டம்

K

Koppen classification — கோப்பன் பிரிவு
Kinetic temperature — இயக்க வெப்பநிலை

L

Light scattering — ஒளிச்சிதறல்
Length of the day — பகல்நேர அளவு
Lapse rate — மாறுவீதம்
Law of thermodynamics — வெப்ப இயக்கவியல் விதி
Laplace's hydrostatic equation — லேப்லாசின் நிலை நீரியல் சமன்பாடு
Layers — படலங்கள்
Land breeze — நிலக்காற்று
Lightning — மின்னல்
Lightning conductor — இடிதாங்கி
Long range forecasting — நீண்ட காலமுன்னறிவிப்பு
Lunar eclipse — சந்திர கிரகணம்

M

Meterology — வானிலையியல்
Molecular weight — மூலக்கூறு எடை
Monochromatic light — ஒற்றை நிற ஒளி
Mean free path — சராசரி மோதலிடைத் தூரம்
Mechanical equivalent of heat — வெப்ப எந்திர ஆற்றல் இணைமாற்று
Millibar — மில்லிபார்
Magnitude — எண் மதிப்பு
Moon dogs — நிலாப்புள்ளிகள்
Mercator projection — மெர்க்கேட்டர் வீழ்த்து முறை
Motion picture — இயங்கு படம்

N

Normal lapse rate — இயல்பான மாறுவீதம்
Neutral equilibrium — நடுநிலைச் சமநிலை
Negative charge — எதிர் மின்னூட்டம்
Numerical forecasting — எண்முறை முன்னறிவிப்பு
Navigation satellite — கடற்பயணச் செயற்கைக் கோள்
Nephanalysis — மேகப்பகுப்பாய்வு

O

Oil fields — எண்ணெய் வயல்கள்
Occlusion — உட்கவர்தல்
Optical pyrometer — ஒளியியல் பைராமீட்டர்
Observation — காட்சிப் பதிவு
Output — வெளிவரு அளவு

P

Pilot — விமான ஓட்டி
Pressure — அழுத்தம்
Photosynthesis — ஒளிச் சேர்க்கை
Protein — புரோட்டீன்
Poles — துருவங்கள்
Poor conductor — அரிதிற்கடத்தி
Plate — தகடு
Potential temperature — நிலை வெப்பநிலை
Pressurised cabin — தேவையான அளவு அழுத்தம் கொடுக்கப்பட்ட அறை
Pressure reduction — அழுத்தச் சுருக்கம்
Pressure gradient force — அழுத்தச் சரிவு விசை
Prevailing wind — நிலைத்த காற்றோட்டம்
Positive charge — நேர் மின்னூட்டம்
Projector — வீழ்த்தி
Probability — நிகழ்திறம்
Photomultiplier — ஒளிமின் பெருக்கி
Periodicity — மடக்கு நிகழ்ச்சி

R

Radar — ரேடார்
Rocket — வெடியூர்தி
Range — நெடுக்கம்
Relative humidity — ஒப்பு ஈரப்பதன்
Refraction of light — ஒளி விலகல்
Resistance thermometer — மின்தடை வெப்பநிலைமானி
Radio receiver — வானொலி ஏற்பி
Rain gauge — மழை அளவி
Reflectivity — எதிரொளிப்புத்திறன்

S

Saturation — தெவிட்டு நிலை
Saturated adiabatic lapse rate — தெவிட்டிய மாறா வெப்ப முறை மாறுவீதம்
Specific heat — வெப்ப எண்
Spring — இளவேனிற் காலம்
Synoptic sea leval pressure chart — கடல்மட்ட ஒரே நேர அழுத்த விளக்கப்படம்
Spread out — அதிகப் பரவலாக
Symmetrical — சமச்சீரான
Structure — அமைப்பு
Specific conductivity — தற்கடத்துத் திறன்
Selective emission — தேர்ந்த வெளியீடு
Sky — விண்
Stratosphere — ஸ்ட்ராட்டாஸ்பியர்
Sub-polar — துணை துருவம்
Sea breeze — கடற்காற்று
Stability — நிலைப்பாடு
Sublimation — பதங்கமாதல்
Specific humidity — நிறையலகு ஈரப்பதன்
Super saturation — மீத்தெவிட்டு நிலை
Stable equlibrium — உறுதிச் சமநிலை
Stream-lined motion — வரிச்சீரியக்கம்
Sleet — சிறுகல்மாரி
Snow — பனி
Sun dogs — சூரியப் புள்ளிகள்
Spark — மின்பொறி
Stefan's law — ஸ்டீபானின் விதி
Sensitiveness — உணர்வு நுட்பம்
Snow gauge — பனி அளவி
Shear — சறுக்குப் பெயர்ச்சி
Short range forecast — குறுகியகால முன்னறிவிப்பு
Solar eclipse — சூரிய கிரகணம்
Synchronisation — இசைவுப் பொருத்தம்
Sand storm — மணற்புயல்
Scanning procedure — வரிக்கண்ணோட்ட முறை
Spectrometer — நிறமாலைமானி
Summer — கோடை காலம்

T

Thermometer — வெப்பநிலைமானி
Troposphere — ட்ராப்பாஸ்பியர்
Trace — தடயம்
Transparency — ஒளி செலுத்தும் தன்மை
Tangent rays — தொடு கதிர்கள்
Time lag — நேரம் பின்தங்கி
Thermal inertia — வெப்ப நிலமம்
Topography — பிராந்திய அமைப்பு
Temperature inversion — புரட்டு வெப்பநிலை
Trough — பள்ளம்
Tug-of-war — இழுப்பு விசைப் போட்டி
Thrust — அமுக்கம்
Tropical — வெப்பமண்டலம்
Trade wind — வியாபாரக் காற்று
Turbulent flow — கொந்தளிப்பு ஓட்டம்
Terminal velocity — முற்று திசை வேகம்
Thunder storm — இடிமின் புயல்
Thunder — இடி
Tornado — சூறைப்புயல்
Thermograph — வெப்பநிலை வரைவி
Thermo-couple — வெப்பமின் இரட்டை
Thermistar — வெப்பநிலை சார்தடை
Techniques — உத்திகள்
Thornwaite classification — தார்ன்வைட் பிரிவு

U

Ultra violet — புற ஊதா
Unstable equilibrium — உறுதியிலாச் சமநிலை

V

Visibility — தோற்றத் தெளிவு
Virtual temperature — மாய வெப்பநிலை
Velocity — திசை வேகம்
Vector quantity — வெக்டார் அளவு
Vernier scale — வெர்னியர் அளவுகோல்

W

Weather — வானிலை
Water vapour — நீராவி
Wave length — அலை நீளம்
Weather forecasting — வானிலை முன்னறிவிப்பு
Winter — குளிர் காலம்

CON ...ARA PUBLIC LIBRARY, MADRAS-8
DATE LABEL. 202785

CALL No. U28 31 L3 Acc No.

This book should be returned on or before the date last marked above. An overdue charge of 6 paise will be levied for each day the book is kept beyond that date.